

# COMUNE DI FELITTO

PROVINCIA DI SALERNO

## PIANO URBANISTICO COMUNALE

### RELAZIONE GEOLOGICA

ELABORATO N. 2

CARATTERISTICHE  
GEOLOGICHE E  
STRUTTURALI

CARTOGRAFIA

TAV. N. 1  
CARTA GEOLITOLOGICA

SCALA 1:5.000

TECNICO

Dott.ssa geologo Pasqualina Capozzoli

TECNICO

Dott. geologo Giovanni Turco

Ottobre 2010

## INDICE

1. CARATTERISTICHE GEOLOGICO-STRUTTURALI.....	3
1.1 Conoscenze pregresse.....	3
1.2 Le Unità' Stratigrafico-Strutturali .....	7
1.3 Evoluzione morfo-strutturale.....	17

# 1. CARATTERISTICHE GEOLOGICO-STRUTTURALI

## 1.1 CONOSCENZE PREGRESSE

Dal punto di vista geologico, geomorfologico e strutturale, numerosi sono gli studi e le ricerche susseguitisi negli anni nell'area di interesse e nelle aree contigue.

Di fondamentale importanza sono i lavori dei Selli (1957 e 1962). In Selli (1957) viene descritta, in tutto l'Appennino Meridionale, una trasgressione miocenica sui calcari mesozoici che viene interpretata come un evento con caratteri essenzialmente unitari. In Cilento settentrionale tale trasgressione sarebbe caratterizzata dalla Formazione di Roccadaspide, essenzialmente calcarenitica e di ambiente neritico, e dalla Formazione di Capaccio, argilloso - marnoso - arenacea, corrispondenti alla Formazione di Cerchiara e del Bifurto in Calabria. Tali depositi avrebbero un'età Langhiana per la presenza di Miogypsine.

Nel secondo lavoro (Selli, 1962) l'Autore prende in esame i depositi paleogenici dell'Appennino Meridionale e tra questi individua la Formazione di Trentinara, di ambiente lagunare e di età Paleocene-Eocene-inferiore. L'Autore inoltre individua varie falde di provenienza interna che si sarebbero accavallate in una serie di fasi traslative, mioceniche, sulle successioni carbonatiche considerate paleoautoctone.

Queste falde, costituite essenzialmente da sedimenti di bacino, avrebbero trasportato sulle loro spalle dei terreni a carattere di mesautoctono sedimentatisi durante il loro movimento.

Scandone e Sgrosso (1965) attribuiscono un'età miocenica ai terreni trasgressivi della Penisola Sorrentina e istituiscono la Formazione di Punta Lagno formata da calcareniti ed arenarie di età Langhiana.

In un lavoro di sintesi (D'Argenio e Scandone, 1968) vengono riconosciute, nell'Appennino Meridionale, due piattaforme carbonatiche, separate da un bacino pelagico: Piattaforma Campano-Lucana, in posizione interna, e Piattaforma Abbruzzese-Campana in posizione esterna. La prima fu raggiunta dalla tetto-genesi nel Burdigalliano, la seconda invece nel Tortoniano.

In seguito Pescatore et alii (1970) individuano sulla piattaforma interna Campano-Lucana una trasgressione preorogena, concordante, di età Aquitaniano-

Burdigaliano, caratterizzata dalle Formazioni di Roccadaspide e Capaccio, ed una trasgressione sinorogena, discordante di età Langhiano Superiore-Serravalliano, deponesi sui terreni deformati dalla precedente fase tettonica Langhiana.

All'area di sedimentazione di tali terreni fu dato il nome di Bacino Irpino. Tale bacino era situato in parte sull'area già deformata, in parte nella zona più esterna della zona pelagica che divideva le due piattaforme (Bacino Lagonegrese) non ancora raggiunta dalla tettonogenesi.

Altre informazioni per la ricostruzione paleogeografica e tettonogenesi dell'area sono contenute nei lavori di Sgrosso (1971), D'Argenio et alii. (1973), in cui viene definita la Unità Stratigrafico-strutturale Alburno-Cervati.

Vengono così riconosciuti, oltre che in primo ciclo preorogeno concordante, caratterizzato da calcareniti reticolate e quarzareniti di tipo Numidico, due cicli sinorogeni, discordanti, caratterizzati da notevole variabilità litologica alla base e da arenarie immature, il primo dei quali, d'età Burdigaliano superiore-Langhiano è riconducibile ad un Bacino Pre-Irpino, mentre il secondo, d'età Serravalliano-Tortoniano inferiore, è riconducibile al Bacino Irpino (Cocco et alii, 1972).

Seguono i lavori di M. Boni (1974 e 1978) sulle argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene della piattaforma carbonatica e dei depositi argillosi del Cretaceo superiore sempre nella piattaforma.

Sgrosso (1981) riesamina le calciruditi di Piaggine, già interpretate come eteropiche della Formazione di Roccadaspide, nel contesto degli eventi del Miocene inferiore-medio e nel quadro dell'evoluzione del Bacino Irpino.

L'Autore riconosce che le calciruditi di Piaggine sono in contatto discordante sui terreni miocenici preorogeni costituiti da calcareniti reticolate passanti ad arenarie mature di tipo numidico e pertanto riconduce la Formazione di Piaggine alle successioni sinorogeniche del Bacino Irpino.

Intanto De Blasio et alii (1981) analizzano le successioni mioceniche della Penisola Sorrentina, anomale rispetto a quelle dei terreni dell'Unità Alburno-Cervati, alla quale dovrebbero appartenere, e giungono alla conclusione che questi terreni possono essere interpretati come parte basale del Bacino Irpino.

Perrone (1982) mette in evidenza una diversa evoluzione tettonica tra le zone a nord e a sud del fiume Sele e le separa con una linea di trascorrenza, che coincide con l'attuale valle del Sele.

Successivamente Perrone e Sgrosso (1982) affermano che nella zona a Sud del Sele sarebbero riconoscibili non due bensì tre cicli miocenici. Infatti individuano un altro ciclo sinorogenico, più antico di quello del Bacino Irpino, i cui depositi sarebbero stati confusi in precedenza con quelli Irpini. Questi depositi di cui farebbero parte anche le calciruditi di Piaggine sarebbero testimonianza di un bacino Pre-Irpino, instauratosi tra la fase tettogenetica Burdigaliana e la successiva fase tettogenetica Langhiana-Serravvalliana, che avrebbero portato al colmamento di tale bacino con la messa in posto delle falde Liguridi e Sicilidi

A questo punto è più probabile che i terreni della Penisola Sorrentina vengano correlati con quelli Pre-Irpini: ciò comporta che, a partire dal Langhiano, le zone a Nord e a Sud della Valle del Sele abbiano avuto una evoluzione parallela e che quindi le loro differenze sono spiegabili ammettendo, per il settore meridionale, una fase tettogenica in più.

Queste ed altre considerazioni portano Sgrosso (1987) a distinguere due piattaforme nell'ambito della piattaforma Campano-Lucana: una piattaforma Campano-Lucana-Calabrese a Sud, una piattaforma Laziale-Campano-Lucana a Nord, separata da un bacino, definito Bacino del Foraporta.

A.Santo e I.Sgrosso (1987), forniscono precisazione sulle trasgressioni mioceniche nell'Appennino Centro-Meridionale.

Un notevole contributo sugli aspetti geomorfologici viene fornito dai numerosi studi di Brancaccio et alii negli anni 86-87. Gli Autori effettuano: l'analisi morfologica dei versanti come strumento per la ricostruzione degli eventi tettonici, definiscono la genesi di alcuni versanti di faglia in rocce carbonatiche, forniscono elementi morfostrutturali ereditati nel paesaggio dell'Appennino Centro-Meridionale ed ancora ricostruiscono l'evoluzione tettonica e geomorfologica della Piana del Sele.

In seguito Santo e Sgrosso (1988) riconoscono anche sul Massiccio del Pollino, al confine calabro-lucano, un secondo ciclo miocenico (primo ciclo sinorogeno) correlabile con la Formazione di Piaggine (Sgrosso, 1981), affiorante in cilito settentrionale.

Istituiscono, così, la Formazione del Raganello, d'età non più antica del Burdigaliano superiore.

Con tale lavoro perde di validità la correlazione tra formazione di Piaggine e sedimenti del Bacino Pre-Irpino, come prospettato in Perrone e Sgrosso (1982),

poiché quest'ultimo si è, invece, impiantato nel Langhiano sulla piattaforma Laziale-Campano-Lucano, più esterna, e i cui sedimenti ne rappresentano il primo ciclo miocenico.

Ricapitolando, quindi, vengono riconosciuti e descritti diversi cicli sedimentari miocenici che, per l'avanzare della tettonogenesi si ritrovano in posizione sempre più esterna. Di questi cicli si rinvencono nella nostra zona di studio:

Ricerche sul terziario dei M.ti Alburni condotte da Santo nel 1988, contribuiscono a distinguere il terziario degli Alburni da quello del Cervati.

Critelli et alii.1994, ridatano le Arenarie di Albanella e le definiscono appartenenti alle unità ad Affinità Sicilidi anziché al Gruppo del Cilento.

Nel 1997 A. Santo e R. De Riso effettuano uno studio geologico-geomorfologico sul T. Pietra e suoi affluenti, in particolare modo individuano la tendenza a franare dei vari complessi flysciodi del bacino del torrente omonimo.

## 1.2 LE UNITA' STRATIGRAFICO-STRUTTURALI

La valle del F. Calore corrisponde a una depressione strutturale compresa tra gli *horst* degli Alburni a nord e di M.te Chianiello-Vesole-Soprano a sud. Tali *horst* sono costituiti dai carbonati mesozoico-terziari dell'unità Alburno-Cervati, unità derivante dalla deformazione della più interna delle piattaforme carbonatiche individuate sul margine continentale apulo-garganico. Su questi carbonati, in lembi isolati risparmiati dall'erosione e/o ribassati per faglia, sono riconoscibili depositi miocenici in prevalenza arenaceo-conglomeratici. Su di essi sovrascorre, preceduta da olistrostromi, una successione, interamente bacinale, nella quale sono presenti livelli di argille variegata. L'assetto tettonico a grande scala del bacino del T.Pietra è caratterizzato da una profonda depressione strutturale, allungata in direzione appenninica e delimitata dagli alti relativi del M. Alburno a nord e del M. Chianiello-Vesole a sud. Il versante di M. Chianiello-Vesole presenta una netta stratificazione inclinata verso nord. Per tale motivo la depressione a nord-est del territorio comunale si può definire come una blanda piega sinclinale interessata comunque da sistemi di faglia che tiltano localmente le strutture. Alla fase deformativa sicuramente compressiva e di età tardo miocenica o basso pliocenica, si sono succedute altre fasi tettoniche a prevalente componente verticale i cui rigetti principali e trascorrente si sono realizzati nel corso del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore e che hanno prodotto falde detritiche.

Nel territorio comunale come mostrato sulla Carta geolitologica scala 1: 5.000, affiorano le seguenti unità stratigrafico-strutturali:

- a) **Unità Alburno-Cervati;**
- b) **Unità Sicilidi**
- c) **Unità ad Affinità Sicilidi**
- d) **Depositi Quaternari**

Qui di seguito per ciascuna delle citate Unità vengono illustrati i principali caratteri litostratigrafici e strutturali.

- **Unità Alburno – Cervati**

Si tratta di un'unità strutturale in facies di "piattaforma carbonatica" (Appennino calcareo meridionale) costituita da una potente successione sedimentaria, rappresentata da litotipi prevalentemente calcarei e calcareo dolomitici, di età compresa tra il Trias ed il Miocene, con depositi flyschiodi, terrigeni, nella sua porzione più alta.

Nell'area presa in esame con il presente lavoro non affiorano i termini basali di età triassica e giurassica, inferiore e media.

Rappresenta l'unità geometricamente più bassa affiorante nell'area studiata, costituisce la struttura carbonatica del massiccio del Cervati-Vesole s.l., del M.te Motola, del M.ti Alburni.

Dal basso verso l'alto affiorano i seguenti termini della successione stratigrafica Alburno-Cervati:

Sono stati riconosciuti, nell'ambito di questa Unità dal basso in alto,

- Formazione dei Calcari a Rudiste
- Formazione di Trentinara (calclutiti, conglomerati calcarei, marne).
- Argille residuali
- Formazione di Cerchiara (calcareniti reticolate)
- Formazione del Bifurto



## **Formazione dei Calcari di Monte Varco del Cervone**

E' costituita da una successione di calcari prevalentemente micritici, ben stratificati, con strati dello spessore di 20 – 30 cm di colore grigiastro – biancastro, a luoghi più o meno dolomizzati.

Tenendo conto della loro posizione stratigrafica, tali terreni, sono stati riscontrati solo là dove le faglie hanno rialzato la struttura e/o dove l'erosione ha agito in profondità (ponte per Sacco).

Le litofacies indicano un tipico ambiente nefritico di retroscogliera, in cui la fauna predominante è rappresentata da rudistacee, che a volte formano corpi biostromali.

I dati biostratigrafici riportati in letteratura permettono di attribuirli al Cretacico superiore, probabilmente al Senoniano.

Tali calcari costituiscono la struttura di Monte Chianiello-Vesole.

## **Formazione di Trentinara.**

Questa formazione è rappresentata prevalentemente da calcareniti e calcilutiti alle quali sono associati livelli di marne verdi e giallastre, calcari nodulari e talora conglomerati calcarei con scarsa matrice rossastra, forse derivanti dal rimaneggiamento della parte più alta della successione cretacea.

La biofacies, caratterizzata dalla presenza di spiroline, alveoline, frustali vegetali ed oogoni di characacee, denota nel complesso un ambiente lagunare.

Questi limitati affioramenti si presentano in strati di spessore tra i 20 – 50 cm., di colore chiaro (da bianco a grigio), per uno spessore complessivo di circa 50 metri.

L'elemento caratterizzante, di più facile riconoscimento sul terreno, è dato dalla presenza di marne verdi, probabilmente derivate dall'alterazione di materiale vulcanico.

La lacuna stratigrafica, che va dal Maastrichtiano al Paleocene inferiore, quantificabile solo con l'analisi paleontologica, è talora testimoniata dalla presenza di un sottile e discontinuo livello rossastro di terreni residuali. La presenza delle Spiroline permette di attribuire al Paleocene superiore – Eocene inferiore tali terreni e consente anche il riconoscimento in campagna del passaggio tra questa Formazione ed i calcari cretatici. Infatti la netta

stratificazione dei due terreni a contatto e la perfetta concordanza tra essi, non permette un'immediata individuazione di tale passaggio.

I terreni paleocenici della formazione di Trentinara si trovano soprattutto lungo i versanti di strato di M. Chianiello e lungo tutto il versante settentrionale della dorsale di Monte Soprano-Vesole e si presenta in strati potenti tra i 20 e i 50 cm per uno spessore complessivo di circa 50 metri

### **Argille Residuali**

Sui terreni terziari sono localmente presenti alcuni metri di argille rosse residuali, conservati in piccole sacche paleocarsiche e che segnano un periodo di continentalità della piattaforma carbonatica. Tali terreni già ben segnalati sul Cervati, sono stati rilevati anche sul M.te Chianiello e in località Remolino nei pressi dell'abitato di Felitto.

### **Formazione di Roccadaspide-Cerchiara**

I terreni di questa formazione sono costituiti prevalentemente da calcareniti bioclastiche, grigio-rosate con granuli di glauconite e frammenti di fossili come Pectinidi, Ostreidi, Echinidi, Myogipsine ecc. che indicano nel loro insieme un ambiente neritico di mare basso.

Tali calcareniti si presentano in straterelli di circa 10 cm di spessore; la stratificazione, però, è di norma poco evidente con giunti che tendono ad anastomizzarsi dando alla formazione il tipico aspetto "reticolato".

Questi terreni, che localmente nella porzione basale possono essere conglomeratici, con clasti carbonatici provenienti dalle formazioni sottostanti, poggiano in contatto trasgressivo concordante sulla sottostante Formazione di Trentinara e rappresentano la base delle successioni mioceniche. La presenza in queste calcareniti di Myogipsine ci permette di dire che la loro età è miocenica, precisamente nell'Aquitaniense, come specificato da Torre (1969) e Carannante et alii (1988), e in accordo con le attuali vedute di geologia regionale.

I terreni di questa formazione, unitamente a quelli della sovrastante Formazione del Bifurto, rappresentano i depositi di un primo ciclo sedimentario miocenico, trasgressivo concordante sui sottostanti calcari della Formazione di Trentinara.

I dati bibliografici (Boni, 1974; Boni et al., 1978) ci dicono che localmente tra questi terreni sono interposte lenti di argille rosse residuali, a testimonianza del

periodo di continentalità compreso tra il Paleocene superiore ed il Miocene inferiore.

La formazione suddetta affiora in una fascia continua di ampiezza variabile che copre tutto il versante settentrionale della dorsale di Monte Soprano-Chianiello-Sottano.

I passaggi stratigrafici tra i termini carbonatici e successioni terrigene, sono visibili in vicinanza dell'abitato di Felitto.

### **Formazione del Bifurto**

Prevalenti argille color tabacco, policrome, ed argille siltose in livelli spessi e molto spessi con intercalazioni di torbiditi medie e spesse marnose e marnoso-calcaree grigie chiare con base talora costituita da areniti carbonatiche, grigie, grossolane, livelli di biocalciruditi (brecciole) e arenarie silicoclastiche.

Potenza stratigrafica difficilmente valutabile per l'intensa deformazione, stimata non superiore a 250 metri.

Limite superiore tettonico con TMR e FSM. Alla Base in contatto discontinuo spesso tettonizzato su FRC o TRN.

- **Unità Sicilidi e ad Affinità Sicilidi**

In questo gruppo ricadono tutti i terreni di facies torbiditico-bacinale aventi un ridotto contenuto silicoclastico, una elevata componente argillosa, la costante presenza di membri silicizzati e che si presentano fortemente silicizzati. Terreni appartenenti a questa Unità affiorano estesamente nell'area in esame.

I termini più bassi di tale Unità sono costituiti da materiale litoide ben stratificato (calcari, marne silicizzate ed arenarie) a differenza dei terreni più alti in cui la frazione argillose diviene via via più abbondante fino ad essere del tutto prevalente.

Nell'ambito dei terreni Sicilidi sono state distinte più formazioni, i cui rapporti non sono immediatamente definibili sul terreno, ma sono ricostruibili solo con un'attenta analisi rivolta a tutta l'area in studio.

### **Argille varicolori di Tempa Rossa (TMR)**

Si tratta di argille prevalentemente grigiastre, spesso giallastre per alterazione.

La caratteristica più evidente rappresentata dalla presenza di fiamme rosse e verdi (argille variegata o varicolori), a struttura caotica, con intercalazioni di torbiditi a base calcarenitica e calcilutitica, siltitica e arenitica, difficilmente si conserva la stratificazione, generalmente in clasti e doudins.

Nella parte inferiore localmente affiora una litofacies, in affioramenti esigui, intensamente deformata con filiazione, trasposizione e doudinage, costituita da strati generalmente medi di argilliti grigio scure e marne biancastre e grigie, con intercalazioni di torbiditi sottili e medie, raramente spesse, argillose-calcilutiti con liste di selce.

Potenza difficilmente valutabile per l'intensa tettonizzazione; la potenza geometrica varia da poche decine a più di 200 metri.

Limite superiore tettonico con l'unità con FMS; limite inferiore tettonico sulla formazione del Bifurto.

Tali terreni facilmente erodibili formano delle vere e proprie "selle morfologiche"; affiorano prevalentemente in sinistra orografica del T. Pietra, ed in prossimità dell'abitato di Felitto.

### **Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS)**

Torbiditi marnoso-calcaree in strati medi e spessi, talora molto spessi, costituite da prevalenti marne biancastre e grigio chiare con base calcarenitica e calcilutitica, talora con liste e noduli di selce chiara.

Sono presenti torbiditi arenaceo-pelitiche grigio verdastre, da sottili a molto spesse, con siltiti, arenarie micacee e vulcanoclastiche.

Potenza geometrica affiorante di poche decine di metri.

Limite superiore tettonico con GSO e TNR; limite inferiore tettonico con TMR e BIF.

Affioramenti di questi terreni sono visibili nel aree limitrofe al centro abitato e sui versanti del T. Remolino, soprattutto nella parte terminale.

### **Argilliti di Genesio (GSO)**

Prevalenti argilliti foliate generalmente scure, talora policrome, subordinate marne scure, talora silicizzate, e torbiditi con base costituita da siltiti, arenarie fini, rare calcilutiti e areniti carbonatiche, in strati sottili e medi, talora spessi; siltiti e arenarie fini micacee, estremamente alterate, talora silicizzate o con liste di selce scura.

Intensa tettonizzazione con frequenti piani di frattura e clivaggio di tipo pencil slate; frequenti vene di calcite interstrato; localmente pieghe mesoscopiche a cuspidate.

Al tetto questa litofacies passa per alternanza, marcata dall'aumento delle torbiditi marnose, a TNC; limite inferiore tettonico con TMR.

Tale affioramento è visibile in località Carrozzo.

### **Marne e Calcareniti del Torrente Trenico (TNC)**

Torbiditi marnoso-calcaree e marnoso-arenacee, in strati da medi a molto spessi, tabulari; marne grigie chiare in livelli spessi e argilliti sottilmente laminate, da grigio chiare a scure, raramente rossastre nella parte inferiore; areniti frequentemente carbonatiche, grigie, da medie a fini. Nella parte inferiore sono talora presenti liste e noduli di selce scura.

Intensa deformazione fragile pervasiva, con clivaggio tipo *pencil slate* e frequenti vene calcistiche di intestato, che favoriscono un'intensa alterazione fino ad una completa decarbonatazione.

Potenza fino a circa 250 metri.

Limite superiore netto con PNL, localmente marcato da uno spessore di pelite scagliosa giallastra; limite inferiore per alternanza con GSO o tettonico con FMS e TMR.

### **Arenarie di Pianelli (PNL)**

Tali terreni riferibili (Ex Arenarie di Albanella), presentano una notevole uniformità sia litologica che di spessore degli strati (30 – 50 cm). Si tratta essenzialmente di torbiditi arenacee e conglomeratici-arenacee con intervalli siltitico – pelitici molto ridotti o assenti, alle quali si associano rari e sottili livelli di torbiditi calcaree e calcareo-marnose. Verso l'alto nella successione diventano più abbondanti gli intervalli pelitici ed essa è caratterizzata da una maggiore frequenza di intercalazioni marnose. Le strutture torbiditiche, molto evidenti, consentono spesso il riconoscimento di strati rovesciati, che permettono di individuare un piegamento a scala da decametrica ad ettometrica.

Il limite superiore tettonico con la Formazione del Saraceno. Limite netto con TNC.

I terreni affiorano in prossimità del M. Gioprino

## **Depositi del Quaternario**

Sui terreni delle unità precedentemente descritte si rinvengono terreni quaternari di ambiente continentale. I terreni quaternari, in facies continentale, si identificano in corpi detritici o nelle conoidi che presentano spessori maggiori nella zona a nord di Felitto. Anche i depositi alluvionali sono localizzati principalmente lungo l'asta del Fiume Calore ed alcuni affluenti.

### **Alluvioni terrazzate antiche (b<sub>3</sub>)**

Alluvioni, debolmente coesive e/o cementate, costituite prevalentemente da ghiaie e sabbie, ciottoli e blocchi eterogenei, generalmente ben arrotondati e molto alterati, in matrice sabbiosa, con intercalazioni di lenti sabbioso-limose e limo-argillose. Sono presenti caratteristiche strutture da embriciatura e/o ostacolo. Tali depositi sono caratterizzati, a luoghi, da passaggi laterali in eteropia con litofacies fluviali limo-argillose e limo sabbiose grigie e giallastre passanti verso l'alto a coltri pluvio-colluviali. Si rinvengono nella parte inferiore dei versanti delle principali aste fluviali.

In questa unità sono compresi anche i depositi detritici rimaneggiati e torrenziali di fondovalle molto spesso coalescenti, terrazzati sull'attuale livello di base, prevalentemente costituiti da ciottoli e blocchi, generalmente ben arrotondati e molto alterato, in matrice sabbiosa.

A luoghi costituiscono corpi di coltre detritiche correlate al rimaneggiamento di depositi detritici di versante ed al riempimento dei fondovalle e dei segmenti pedemontani.

### **Depositi detritici in giacitura caotica (cumuli colluviali ed eluviali) (a)**

Sono costituiti da materiale detritico eterogeneo in giacitura caotica immerso in un'abbondante matrice limo-argillosa e sabbiosa di colore bruno verdastro con scheletro detritico da minuto a grossolano, fino a blocchi, formate da materiale eluviale, colluviale e depositi torrentizi, a luoghi terrazzati ed interessati a volte da erosione concentrate. La struttura caotica e disordinata denuncia il carattere

genetico di tali depositi. Si ritrovano nella parte medio-bassa del versante di M.te Farneta ed in sinistra orografica del T. Pietra.

### **Alluvioni terrazzate ( I Ordine) (b<sub>2</sub>)**

Alluvioni terrazzate incoerenti, a luoghi debolmente coesivi e/o cementati, costituiti prevalentemente da ciottoli e blocchi eterogenei, generalmente ben arrotondati e molto alterati, in matrice sabbiosa, con intercalazioni di lenti sabbioso-limose e limo-argillose. Sono presenti caratteristiche strutture da embriciatura e/o ostacolo. Tali depositi si rinvengono terrazzati al massimo di qualche metro, al di sopra dell'attuale alveo fluviale, a luoghi fossilizzati da una debole copertura eluvio-colluviale pedogenizzata.

Tali depositi si rinvengono lungo l'asta principale del fiume Calore.

### **Detrito di falda sciolto.**

Alla base di alcuni versanti si rinvengono detriti di falda sciolti o debolmente cementati, costituiti da clasti calcarei a spigoli vivi, immersi in una matrice della stessa natura litologica; detriti sciolti costituiti da clasti calcarei ed arenacei immersi in un'abbondante matrice terrosa-sabbiosa e limo-argillosa.

Le falde di detrito sono estese ai piedi dei versanti carbonatici, originatesi in gran parte per fenomeni crioclastici nella glaciazione wurmiana questi ultimi favoriti dalla presenza di zone intensamente fratturate. Affioramenti si hanno lungo il versante meridionale di Monte Vesole-Chianiello ed a volte tale deposito si presenta organizzato in cono di deiezione.

### **Frana quiescente ( a<sub>1a</sub>)**

Accumulo gravitativo di detrito eterometrico ed eterogeneo, a struttura caotica, con pezzame litoide del substrato, in matrice argilloso-siltosa, che non presenta evidenze di movimenti in atto o evidenze di riattivazioni recenti.



### **Alluvioni attuali e recenti**

Depositi incoerenti, mobilizzati, costituite prevalentemente da blocchi e ciottoli eterogenei embricati talora immersi in una matrice sabbioso-limosa e da sabbie grossolane e sabbie limose.

Eccetto limitate porzioni alle quote più alte, lungo l'alveo del fiume Calore e dei suoi principali affluenti si estende un deposito di alluvioni ghiaiose e ciottolose, che costituisce il letto di piena di questi corsi d'acqua; a luoghi immersi o poggiati sulle alluvioni, si rinvengono grossi massi (fino ad alcuni mc), di natura eterogenea, a testimonianza di eccezionali fasi alluvionali. In alcuni tratti ghiaia e sabbie sono presenti negli attuali letti di piena dei principali corsi d'acqua creando spesso golene molto ampie a testimonianza dei ripetuti fenomeni di sovralluvionamento e di un notevole trasporto solido.

### **Frana in evoluzione ( a<sub>1b</sub> )**

Accumulo gravitativi di detrito eterometrico ed eterogeneo, a struttura caotica, con pezzame litoide del substrato, in matrice argilloso-siltosa, con evidenze di movimenti in atto o recenti.

### 1.3 EVOLUZIONE MORFO-STRUTTURALE

L'unità carbonatica appare affiorare in modo discontinuo, a blocchi separati da fasce più depresse all'interno delle quali si conservano lembi anche potenti ed estesi delle coperture terrigene (cicli sinorogeni tardomiocenici e coltri appenniniche e coltri appenniniche interne) che sono state invece quasi interamente rimosse dalla sommità dei massicci carbonatici. Situazioni di questo tipo caratterizzano le depressioni minori che separano gli Alburni dal M.te Motola, dal Cocuzzo delle Puglie e dal M.te Cervati.

Questa rimozione erosionale, deve essere avvenuta in gran parte nel Pliocene, allorquando si modellarono i più antichi e sospesi paesaggi erosionali.

Laddove si sono risentite con minore intensità le fasi di smantellamento quaternarie è ancora possibile vedere che detti antichi paesaggi saturavano le dislocazioni cordiere dei bassi modellando raccordi abbastanza maturi tra i massicci calcarei e le adiacenti aree con formazioni terrigene. Emblematica è la situazione presente lungo il margine meridionale degli Alburni.

Nell'area compresa tra gli Alburni, Cervati e Chianiello-Vesole-Soprano, l'analisi geomorfologica e strutturale ha evidenziato che talora i rigetti verticali rappresentano una componente o una manifestazione collaterale di deformazioni compressive e transpressive (rigetti verticali apparenti, tiltaggi di blocchi ecc.). Per le dislocazioni circa parallele alle strutture di *thrust* ribassanti verso il Tirreno, non è da escludere che esse rappresentino il frutto di fasi plioceniche di *rifting* retro-arco e poi trasportate nell'ambito del roof thrust e riattivate anche con stili transtensivi e transpressivi. Conseguenze geomorfologiche di questa rinnovata erosione sono la riesumazione di antichi liscioni di faglia e di strato (*fault line scarps*) la sovrimposizione di forre all'interno dei blocchi carbonatici inizialmente sepolti dalle unità terrigene (spettacolari quelle del Calore) e la pressoché totale distribuzione delle paleomorfologie erosionali plioceniche impostate sugli affioramenti di unità terrigene, oggi ridotte a piccoli e distanti lembi e a crinali suborizzontali accordanti. Il fatto che relitti degli antichi paesaggi erosionali pliocenici ed infrapleistocenici appaiono sospesi di alcune centinaia di metri rispetto ai livelli di base odierni, sia locali che generali, ed altrettanto fortemente reinciati da valli con carattere di forre, non appare di per se sufficienti ad attestare che tali paleomorfologie siano state fortemente sollevate.

Non è possibile ritenere che il sollevamento sia stato pari all'entità della reincisione. Quest'ultima, infatti, appare determinata soprattutto dal verificarsi di collassi locali (bassi intra-appenninici e peritirrenici) che hanno prodotto forti aumenti dei gradienti dei corsi d'acqua.

Alla fase deformativa sicuramente compressiva e di età tardo miocenica o basso pliocenica, si sono succedute altre fasi tettoniche a prevalente componente verticale e trascorrente i cui rigetti principali si sono realizzati nel corso del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore e che hanno prodotto falde detritiche soprattutto sui versanti settentrionali del m. Chianiello-Vesole.

Lo studio morfostrutturale condotto sul territorio in esame ed esteso ad un territorio molto più ampio ha permesso di evidenziare circa 140 morfoallineamenti ricavati da direzioni di versanti di faglia, creste di spartiacque, da valli susseguenti. Si osserva l'esistenza di due sistemi tettonici principali, un primo N120-N150 ed un secondo ad andamento E-W; si riconosce inoltre un terzo sistema, meno sviluppato, avente direzione antiappenninica. (N50). In molti punti si osserva come il primo sistema di fratturazione tagli il secondo. Per quanto riguarda le età di tali fasi tettoniche è da sottolineare che il sistema E-W è stato riconosciuto sull'Alburno come responsabile di forti basculamenti delle strutture attraverso faglie listriche immergenti verso nord. Tale deformazioni sono sicuramente di età post Pliocene medio perché coinvolgono terreni marini di tale periodo e sono inquadrabili quindi nel periodo Pliocene medio superiore.

Le fasi tettoniche a prevalente componente verticale e con trend N120-N150 sembrerebbero più attive a partire dal Pliocene sup-Pleistocene inferiore ed esauriscono i loro principali movimenti nel corso del tardo Pleistocene medio superiore come dimostra la presenza di alcuni terrazzi fluviali del Calore attribuiti datati a tale periodo e poco dislocati.

Per quanto riguarda le deformazioni plastiche, pieghe sono riconoscibili nelle Arenarie di Pianelli ed in altri terreni delle unità ad Affinità Sicilidi.

# CARTA GEOLITOLOGICA

Scala 1:5.000