

C.U.G.RI

Consorzio inter- Universitario

Per la Previsione e Prevenzione dei Grandi Rischi

Università di Salerno – Università di Napoli “Federico II”

PARCO NAZIONALE DEL CILENTO E VALLO DI DIANO

PIANO DEL PARCO

- RELAZIONE GENERALE -

Il Responsabile del Settore

Prof. Ing. Fabio Rossi

Il direttore del C.U.G.RI.

Prof. Ing. Leonardo Cascini

Indice

1	Quadro conoscitivo di riferimento	1
1.1	Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici	1
1.1.1	Considerazioni preliminari	1
1.1.2	Lineamenti di storia geologica del territorio cilentano nel contesto della evoluzione paleogeografica dell'appennino meridionale	3
	Cenni storici	3
1.1.3	La Geologia del Cilento nel quadro dell'assetto stratigrafico- strutturale dell'Appennino Meridionale	5
	Unità esterne	6
	Unità Interne	15
1.2	Analisi morfostrutturale	23
1.3	Aspetti idrogeologici	25
1.3.1	Caratterizzazione idrogeologica dei massicci carbonatici	27
1.3.2	Struttura idrogeologica del Monte Cervati	27
1.3.3	Caratterizzazione idrogeologica dei massicci terrigeni	28
1.3.4	Strutture idrogeologiche maggiori (M.te Sacro, M.te della Stella e M.te Centaurino)	30
	Struttura idrogeologica di M.te Sacro	30
	Struttura idrogeologica di M.te della Stella	31
1.3.5	Strutture idrogeologiche minori (Pisciotta-San Mauro La Bruca)	32
	Struttura idrogeologica di Pisciotta-San Mauro La Bruca	32
1.3.6	Carta della Permeabilità	33
1.4	Aspetti geolitologici	34
1.5	Aspetti geomorfologici	39
1.6	Caratterizzazione delle coperture	48

1 Quadro conoscitivo di riferimento

1.1 Aspetti geologici, geomorfologici e idrogeologici

1.1.1 Considerazioni preliminari

Lo studio dei principali aspetti tematici di carattere strutturale, geologico, idrogeologico e geomorfologico, svolge un ruolo essenziale ai fini della valutazione della franosità del territorio laddove insiste una certa predisposizione al dissesto.

Gli approfondimenti delle principali tematiche geologiche sono stati condotti nel territorio di competenza dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele.

Questo territorio si delinea in una regione prevalentemente montuosa e collinare, compresa fra la Piana del Fiume Sele , a NW, la Valle del Fiume Calore a Nord e NE, il Golfo di Policastro a Sud e la fascia costiera tirrenica ad Ovest.

Nella sua interezza, l'Autorità di Bacino di Sinistra Sele comprende buona parte della provincia Cilentana, l'intero comprensorio dei fiumi Alento, Bussento e Mingardo e marginalmente il Vallo di Diano.

Il territorio oggetto di studio è stato denominato (Guida D. et al.,1980) "Provincia Morfostrutturale" sensu Tricart J., (1975), e rappresenta l'Entità Territoriale di ordine inferiore rispetto alla più vasta Regione Tettonica Campano-Lucana.

Nell'ambito della "Provincia" si riconoscono diversi settori territoriali omogenei, caratterizzati da terreni appartenenti ad Unità Stratigrafico-strutturali derivate dalla deformazione complessa e polifasata di domini paleogeografici differenziati, di età mesozoico-terziaria, avvenuta nel Neogene. Si riconoscono, inoltre, successioni clastiche di ambiente marino e continentale sedimentate nell'ambito delle più pronunciate depressioni strutturali prodotte dal sollevamento neotettonico durante il Quaternario.

Preme evidenziare che la logica con cui è stato impostato il lavoro redazionale di carattere geologico e geomorfologico, pur mantenendo ben saldi i criteri stratigrafici ed i dettagli di rilievo delle due scale adottate, non è stato meramente finalizzato alla pura conoscenza dei differenti litotipi presenti nel territorio in esame, bensì la conoscenza geolitologica e geomorfologica è risultata un passaggio cardine attraverso il quale evidenziare quali aspetti delle cartografie di base risultassero essenziali alla valutazione della pericolosità e del rischio di frana.

PIANO DEL PARCO

Si ritiene inoltre indispensabile sottolineare, in riferimento alle scale di rappresentazione dei tematismi di base e delle successive tavole di rielaborazione dei dati di rilievo, che la scala di lavoro dei rilievi in campo per gli approfondimenti degli aspetti geomorfologici e in particolar modo della cartografia dell'inventario frane, è stata 1 : 5.000 , per raggiungere quel dettaglio di perimetrazione dell'evento che fosse comunque più che congruo con gli obiettivi del lavoro.

Anche gli aspetti geomorfologici sono stati soprattutto finalizzati alla comprensione delle interrelazioni fra un tradizionale utilizzo di una cartografia geomorfologica ad uso applicativo, che in senso stretto viene generalmente vista come finalizzata ad un utilizzo applicativo geologico tecnico essenzialmente utile per le fasi realizzative di opere di mitigazione dei dissesti, ed un utilizzo, quale il nostro, particolarmente finalizzato a comprendere quali aspetti risultassero particolarmente significativi per individuare una serie di contesti geomorfologici, per quanto possibile uniformi dal punto di vista della valutazione della distribuzione dei singoli eventi franosi presenti nell'intero territorio.

Infatti non è la sterile catalogazione geomorfologica di una serie di eventi franosi utilizzando una legenda standardizzata, per quanto dettagliata si voglia, oppure l'elencazione di fattori potenzialmente predisponenti, che può condizionare in modo significativo la valutazione del grado di pericolosità da assegnare alle singole frane censite, bensì che sposta l'attendibilità delle valutazioni eseguite, è arrivare a determinare quali elementi singoli siano di maggior peso nella valutazione ricercata.

Per poter uniformare i vari risultati ottenibili è di preponderante importanza:

- a) individuare il criterio scelto per uniformare il contesto geomorfologico all'interno del quale svolgere la ricerca statistica delle variabilità dei singoli eventi, avendo come scopo la individuazione di un insieme geomorfologico per quanto possibile uniforme e rappresentativo;
- b) scegliere se adottare un criterio numerico definito da valori dimensionali descrittivi del territorio, quali ad esempio pendenze - esposizione dei versanti, oppure preferire un approccio che si basi su presenza di litologie prevalenti, stati di alterazione-degrado-fratturazione;
- c) oppure adottare un criterio puramente geometrico di suddivisione del territorio all'interno del quale fare variare i parametri di ricerca di carattere geomorfologico (ad esempio creazione artificiale automatizzata di emibacini).

Fra le differenti possibilità anzi indicate, tenuto conto del particolare contesto conoscitivo all'interno del quale si è svolto lo studio in incarico, ed in particolare le impostazioni della scuola scientifica prossima al territorio in esame, le più recenti

pubblicazioni di geomorfologia finalizzata alla pianificazione territoriale, si è scelto di adottare ed utilizzare ai fini preposti dall'incarico ricevuto una rigorosa classificazione tassonomica delle entità territoriali al fine di ottenere unità cartografabili omogenee. Questo in prospettiva di applicazione dei criteri che concorrono a caratterizzare le Unità Territoriali di Riferimento (Guida et alii 1994).

1.1.2 Lineamenti di storia geologica del territorio cilentano nel contesto della evoluzione paleogeografica dell'appennino meridionale

Cenni storici

Il paesaggio cilentano conserva le tracce di vicissitudini geologiche passate in quanto attore di un ruolo determinante ai fini della formazione dell'attuale assetto stratigrafico-strutturale dell'Italia meridionale. In questa "Provincia" vengono a contatto i sedimenti mesozoici-terziari dell'Appennino carbonatico, i lembi più occidentali al confine campano-lucano dei depositi bacinali lagonegresi e le Unità terrigene del Gruppo del Cilento e dell'Unità Nord-calabrese.

SELLI nel 1962 pubblica il primo moderno lavoro di sintesi sull'Appennino meridionale dove propone l'autoctonia della serie carbonatica, che va dal Ladinico al Cretacico superiore, con sovrastanti i depositi trasgressivi dell'Eocene e del Miocene inf. e Medio per una potenza complessiva di circa 5000 metri. L'alloctono è costituito, per quanto riguarda l'area cilentana e lucana, dalle coltri silentine, lagonegresi e nord-calabresi, messe in posto in epoca langhiana; seguirebbe il meso-autoctono di Albidona.

DONZELLI & CRESCENTI (1962) segnalano lembi di flysch oligocenico nel cilento nord-occidentale (formazione di Albanella)

GRANDJACQUET (1963) accenna alle formazioni del Cilento ritenendole alloctone pur riconoscendo la sovrapposizione tettonica dei terreni carbonatici su quelli lagonegresi. Non si sbilancia sull'originaria posizione di questi ultimi propendendo per una loro autoctonia.

IETTO, PESCATORE E COCCO (1965) a seguito di ricerche geologiche nel Cilento, tra la Valle dell'Alento e Punta Licosa, segnalano una successione stratigrafica ottimamente esposta comprendente tutti i termini che costituiscono per la massima parte il flysch del Cilento. Nella serie illustrata vengono distinte diverse formazioni alle quali vengono attribuite le seguenti denominazioni: a) flysch argilloso o formazione di S. Venere; b) flysch arenaceo o formazione di Pollica; c) flysch marnoso-arenaceo-conglomeratico o formazione di San Mauro.

PIANO DEL PARCO

SCANDONE (1967) elabora una prima sintesi della geologia dell'Appennino Campano-Lucano con particolare riferimento alla stratigrafia ed alla tettonica lagonegrese (Serie calcareo-silico-marnosa). In questo lavoro la successione lagonegrese viene descritta analiticamente e viene riconosciuto il raddoppio a scala regionale di due successioni bacinali con rispettivamente distali (Lagonegro I) e prossimale (Lagonegro II). Nel Miocene inferiore i terreni lagonegresi sono sovrascorsi sulla Piattaforma Carbonatica Campano-Lucana.

OGNIBEN (1969) in una ponderosa memoria sulla geologia del confine calabro-lucano sintetizza numerosi contributi originali trasponendo un modello proposto per la Sicilia nord-orientale. Lo stesso autore, nel 1973, formula un modello paleogeografico dell'Appennino Meridionale distinguendo:

- ⇒ Avampaese
 - ❖ Bradanico di Substrato (Puglia)
- ⇒ Miogeosinclinale
 - ❖ Complesso Basale (successione lagonegrese)
 - ❖ Complesso Ex-basale (Flysch Numidico e Flysch Irpini)
- ⇒ “Soglia intermedia”
 - ❖ Complesso Panormide (Appennino calcareo)
- ⇒ Eugeosinclinale esterna
 - ❖ Complesso Sicilide
- ⇒ Eugeosinclinale interna
 - ❖ Complesso Liguride
- ⇒ Massiccio interno
 - ❖ Complesso Calabride

La prima formulazione di un schema di evoluzione paleogeografica per l'Appennino Campano-Lucano è prevalentemente frutto del lavoro dei ricercatori napoletani e per questo fu denominato “modello napoletano”.

Il “modello napoletano” si fonda essenzialmente su studi stratigrafici delle successioni mesozoiche e terziarie.

Il quadro paleogeografico dell'Appennino meridionale dal Trias medio fino all'Aquitano è essenzialmente controllato da movimenti tettonici di tipo epirogenetico.

Le successive fasi tettoniche che vanno dal Langhiano al Pliocene inferiore e medio dislocano le unità paleogeografiche costituite in tutto il mesozoico e del paleogene.

Diversamente, le fasi orogenetiche che investono l'Appennino meridionale nel Pliocene medio e superiore sono caratterizzate da un sollevamento della catena che gli conferisce i maggiori aspetti dell'attuale fisionomia.

L'intera evoluzione appenninica è molto più complessa rispetto a quanto possa essere descritta in questo breve capitolo, poiché verosimilmente i processi evolutivi sono stati accompagnati da complesse rotazioni regionali e da movimenti di tipo trascorrente connessi con l'espansione e successiva chiusura della Tetide.

Un maggior approfondimento della geologia dell'area cilentana nel quadro delle nuove conoscenze circa l'assetto stratigrafico-strutturale sarà esplicitato nel prossimo paragrafo.

1.1.3 La Geologia del Cilento nel quadro dell'assetto stratigrafico-strutturale dell'Appennino Meridionale

Il presente paragrafo si propone di dare una sintesi sulle attuali vedute circa l'assetto stratigrafico-strutturale dell'area cilentana all'interno dei considerevoli mutamenti dell'Appennino meridionale

L'esposizione ricalca, in maniera più o meno dettagliata, quelli che sono i principali terreni che costituiscono l'edificio Appenninico su cui ricade l'intero territorio cilentano. A tal fine vengono riconosciute per l'area di studio le principali unità stratigrafico-strutturali tra loro suddivise a livello di macroaree e costituite principalmente da unità esterne della catena ed unità interne.

Unità esterne

Unità Alburno-Cervati-Pollino – Uno dei domini di piattaforma carbonatica proposti nei vari modelli di rappresentazione paleogeografica è rappresentato dall'Unità Alburno-Cervati-Pollino a cui fa riferimento la Piattaforma Campano-Lucana.

In questa sede ci si limita a dare brevi cenni sulle facies di laguna – piana tidale per la loro ampia diffusione nel territorio cilentano con terreni che si estendono per gran parte del Mesozoico e raggiungono, pur se con lacune, il Miocene.

E' dal **Triassico**, in particolare dal Triassico superiore, che si manifestano, nell'Appennino centro-meridionale condizioni favorevoli all'instaurarsi di estese facies carbonatiche marine di acque basse.

In questo periodo queste aree mostrano una deposizione carbonatica tipica a subsidenza relativamente alta ed in cui i sedimenti carbonatici non risentono in maniera evidente degli influssi continentali. Si possono instaurare, nel seguente caso, sequenze ritmiche di litofacies da subcotidali a supracotidali dovute al fatto che la produzione carbonatica compensa le variazioni del livello marino.

Le sequenze triassiche di piattaforma tipica possono raggiungere anche i 1700 metri di spessore e consistono di dolomie grigie e biancastre, spesso finemente laminate, con livelli bituminosi. I termini delle successioni del Trias superiore (Retico) possono contenere una ricca associazione a grossi Megalodontiti e Foraminiferi.

Non si riconoscono affioramenti del Trias superiore nell'area di studio.

Il **Giurassico** di piattaforma è rappresentato da facies di laguna-piana e di margine.

Le facies di laguna si protraggono ininterrottamente dalla base del Lias a tutto il Malm. Il Lias inferiore ed il Retico sono di norma dolomitici e stromatolitici, privi di fossili indicativi di età e perciò, indifferenziabili.

Tuttavia, in alcune zone dell'Appennino centro-meridionale (De Castro, 1990) è stato accertato che la comparsa *Paleodasycladus mediterraneus* assicura la presenza dell'Hettangiano.

Procedendo verso l'alto, alle facies stromatolitiche si intercalano con frequenza sempre maggiore depositi lagunari più o meno ricchi di depositi lagunari più o meno ricchi di Foraminiferi e di Alghe.

PIANO DEL PARCO

Alla fine del Lias e alla base del Dogger è presente su vaste aree un livello di qualche decina di metri costituito da calcari oolitici, più o meno dolomitizzati, privi o poveri di matrice.

Nel Malm, strati a Carofite sono disposti irregolarmente a varie altezze della successione.

Vengono riconosciuti affioramenti di Calcari giurassici con lungo la strada che congiunge l'abitato di Sanza con Rofrano in località Ponte dell'Inferno. Altri affioramenti vengono riconosciuti in aree immediatamente fuori l'area di riferimento dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele nei pressi del margine meridionale del Monte Motola e più a Sud nei pressi di Rivello e Lauria.

Nel **Cretacico** le facies di laguna-piana litorale costituiscono una potente sequenza sedimentaria (circa 1300 metri nell'area di studio, De Castro, 1991), ben stratificata, costituita generalmente da calcari e calcari dolomitici e, subordinatamente di dolomie.

Nell'Aptiano superiore è presente un livello, di spessore pari a una decina di metri, costituito da un'alternanza di calcari e marne (Barattolo e De Castro 1991) contenenti spesso delle Carofite. In questo livello Salpingoporella dinarica raggiunge il suo acme. Nell'area di studio questo livello contiene un orizzonte particolarmente ricco in orbitoline (livello ad Orbitolina Auct.).

Nel massiccio del Cervati il livello ad Orbitolina scompare per cui spesso viene trattata come un'unica unità indifferenziata.

Le facies del Cretacico superiore sono costituite da calcareniti a matrice micritica, calcilutiti e calcareniti a cemento spatico e calciruditi a frammenti di rudiste.

I calcari del Cretacico affiorano estesamente in tutta la provincia cilentana ed in particolare nel massiccio del Monte Cervati, lungo le dorsali dei monti della area sottesa dal Fiume Bussento, Rio Casaletto e Torrente Bussentino, di cui ricordiamo solo i principali rilievi fra i quali Monte Rotondo, Monte Forcella, il margine meridionale di Monte San Michele e la forra di Tortotrella.

Altrettanto importanti sono, dal punto di vista stratigrafico, le successioni di Monte Chianiello, Monte Soprano, Monte Sottano e Monte Vesole.

Marginalmente all'area di studio non possiamo non menzionare i Monti Alburni e i Monti di Lauria.

PIANO DEL PARCO

Per quanto riguarda il **Paleogene** nell'area di studio, come in gran parte dell'Appennino meridionale, fra i depositi carbonatici del Mesozoico e quelli del Miocene, a luoghi è presente una sequenza spessa un centinaio di metri; questa è conosciuta in letteratura con il nome di Formazione di Trentinara.

Questa formazione è sovrapposta in disconformità da carbonati miocenici della Formazione di Roccadaspide e Cerchiara.

Dal punto di vista litologico si tratta di calcari compatti, calcareniti e talora calciruditi di colore prevalentemente brucicco e più di rado biancastro e grigiastro. Le calciruditi hanno elementi variabili da 1-2 a 7-8 cm, arrotondati, raramente a spigoli vivi e cementati da una marna calcarea di colore verdastro. A luoghi si intercalano marne verdastre che da pochi cm, possono anche raggiungere occasionalmente il metro di spessore.

La successione tipo è appunto nei pressi dell'abitato di Trentinara, da cui prende il nome la formazione, ma viene estesamente riconosciuta in tutta l'area cilentana con estesi affioramenti di cui ricordiamo solo i più significativi fra cui i versanti Nord-orientali di Monte Soprano e Monte Chianiello, lo Scanno del Tesoro, Monte Rotondo e Monte Pannello.

Il **Miocene** delle successioni carbonatiche affiora estesamente nell'area di attinenza dell'Autorità di Bacino del Sinistra Sele e viene rappresentato da una serie di formazioni più o meno rappresentative di alcune località e spesso, specie per gli affioramenti terrigeni, poco distinguibili dal punto di vista litologico se non confortato da uno studio biostratigrafico .

Fra le successioni mioceniche riconosciamo la Formazione di Cerchiara-Roccadaspide. Questa consiste in packstone-grainstone con Foraminiferi (generalmente Miogypsine e Amphistegine), Echinidi, Bivalvi e, subordinatamente Briozoi, Alghe Rosse e Globigerinidi.

I depositi della formazione di Roccadaspide poggiano in disconformità su quelli della Formazione di Trentinara come si osserva negli affioramenti, limitrofi all'area di studio, lungo il versante Nord-orientale del Monte Soprano.

Affioramenti della formazione di Cerchiara sono stati osservati in affioramenti poco estesi e scarsamente rappresentati rispetto alla scala di rappresentazione e riconosciuti nel settore meridionale dell'area dell'Autorità di Bacino e riconosciuti

PIANO DEL PARCO

presso lo Scanno del Tesoro lungo la S.S. 517 tra Sanza e Caselle in Pittari, nei dintorni di Morigerati, ad Ovest di Sapri e nei pressi della stazione di Vibonati.

I depositi neritici della Formazione di Cerchiara-Rocccaspide passano verso l'alto a sabbie glauconitiche e torbiditi arenacee della Formazione del Bifurto, che testimonia il definitivo annegamento della piattaforma con la transizione da sedimenti carbonatici a silicoclastici.

La successione consta di un'alternanza di marne, argille, arenarie e brecciole a macroforaminiferi. La facies non è ancora quella di un tipico flysch, ma di un deposito che evolve verso un flysch.

Affiorano estesamente lungo le depressioni morfologiche e molto spesso contatto tettonico con i calcari mesozoici e terziari dell'Unità Alburno Cervati. Riconosciamo affioramenti nella depressione compresa tra il Monte Soprano e Sottano e più precisamente nei pressi dell'abitato di Capaccio ed estesamente alla periferia del massiccio carbonatico del Monte Cervati. Vasti affioramenti riconosciuti come Bifurto affiorano nell'area del Bussento (Caselle in Pittari e Morigerati).

Nell'area cilentana vengono riconosciuti affioramenti della Formazione di Piaggine ma che non stati ravvisati o distinti nell'area sottesa dal limite dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele.

Unità Monte Bulgheria. Si tratta di un'unità non ancora formalmente costituita ma che per la sua unicità (loci tipici) viene attribuita una denominazione informale. Dopo che alcuni autori ne avevano segnalato la presenza, si deve attribuire a Scandone et alii 1964 una prima e sufficiente successione litocronostratigrafia della Serie del Monte Bulgheria.

Successivamente Ippolito et alii 1973, individua l'Unità Monte Bulgheria come sub-Unità Stratigrafico-Strutturale formatasi per smembramento dell'Unità Alburno-Cervati durante la fase tettonica Tortoniana.

Guida et alii 1989 ne ricostruiscono in dettaglio la morfogenesi quaternaria del fronte settentrionale del Monte Bulgheria.

Riconosciamo in Perrone 1996 una attribuzione paleogeografica più interna e in Guida et alii 1996 ulteriori approfondimenti di dettaglio dell'intera serie stratigrafico-strutturale.

L'Unità Monte Bulgheria è costituita da (Guida et alii, 1996):

PIANO DEL PARCO

- *Formazione delle Dolomie nere*: Dolomie da grigie a nere ben stratificate con a luoghi livelli stromatolitici.
- *Formazione di Camerota*: Calcari dolomitici concrezionari, calcarenini grigiastre stratificate e massive, brecce di scogliera. Affiora estesamente lungo il versante meridionale ed a Camerota.
- *Formazione dei Calcari con Selce*: Calcareniti e calcilutiti grigio scure, ben stratificate, con liste e noduli di selce. Affioramenti a Monte Miliosa.
- *Formazione delle Marne Gialle*: Marne calcaree e marne argillose giallastre con Ammoniti. Affioranti a Monte Picotta.
- *Formazione dei Calcari oolitici*: Calcilutiti bioclastiche ad *Ellipsactinie sp.* E calcari oolitici pseudooolitici, calcilutiti nere fetide. Affiora estesamente lungo il margine settentrionale ed in particolare presso Chiaia Grande.
- *Formazione dei Calcari a frammenti di Rudiste*: Calcilutiti bioclastiche a frammenti di rudiste e calcareniti grigie ben stratificate. Affioramenti lungo la Forra del Mingardo in località il Castellaccio (ruderi).
- *Formazione della Scaglia Rossa*: Calcareniti grigie ben stratificate, calcari marnosi e marne da giallastre a rosate. Affiora a monte dell'abitato di San Severino di Centola Foria e con ottime esposizione presso la cava.
- *Formazione delle calcareniti a Myogipsina*: Calcareniti organogene a Myogipsina. Affioranti presso Monte Chiancone e San Severino.
- *Formazione del Flysch Nero*: Marne, marne argillose e argille grigio scuro e nere con quarziti e brecciole calcaree a macroforaminiferi. Affioramenti lungo il margine settentrionale dell'abitato di san Giovanni a Piro.

Altre **Unità Esterne** costituiscono l'assetto stratigrafico-strutturale dell'Appennino Meridionale ma sono poco rappresentativi o addirittura assenti nell'area cilentana.

Al fine di avere un quadro esaustivo degli accadimenti tettonici e paleogeografici che hanno caratterizzato l'Appennino Meridionale diamo un breve cenno almeno per le unità più contigue.

Unità Irpine. Sono sedimenti derivanti dalla deformazione di un bacino (Bacino Irpino) che per larga parte del Miocene è stato luogo di sedimentazione di depositi terrigeni successive alle fasi tettoniche burdigaliano-langhiane.

Raggruppiamo sotto questa denominazione varie unità, tutte generalmente terrigene, ma aventi facies molto variabili e talune con caratteri di wildflysch (flysch ad olistoliti).

Le successioni più interne sono in genere costituite da arenarie risedimentate di mare profondo e da conglomerati con grandi olistoliti e olistostromi (formazione di Castelvete e formazione di Gorgoglione o analoghi).

Le successioni più esterne (Formazione di Serrapalazzo o analoghi) sono costituite da arenarie risedimentate, siltiti, calcareniti e marne che possono raggiungere un migliaio di metri di spessore.

Affioramenti della Formazione di Castelvete sono state riconosciute presso Caggiano.

Unità Lagonegro I. L'Unità Lagonegro I deriva dalla zona assiale del bacino di Lagonegro ed è l'unità geometricamente più profonda affiorante nell'area rilevata (e in tutto il lagonegrese), della quale occupa la parte sud-occidentale. E' stata definita da Scandone (1972), che in precedenza (1967) l'aveva già distinta, soprattutto in base ai caratteri sedimentologici, come facies Lagonegro-Sasso di Castaldo.

La successione è descritta dall'Autore come formata dal basso verso l'alto da:

- a) *Formazione dei calcari con selce:* calcilutiti grigie ben stratificate con liste e noduli di selce, con sottili intercalazioni a vari livelli di marne, marne argillose e argilliti fogliettate giallastre, grigie e bruno-rossastre. Fossili: Halobie, Posidonomye, rare ammoniti, radiolari e spicole di spugna. Spessore: 500 metri. Età: Trias superiore.
- b) *Formazione degli scisti silicei:* argilliti silicee e radiolariti con rare brecciole calcaree. Spessore: 80 metri. Fossili: radiolari e foraminiferi nelle brecciole. Età: Giurassico.
- c) *Flysch galestrino:* alternanze di argilliti silicifere e di calcilutiti silicifere. Fossili: radiolari. Età: Cretacico inferiore-medio.

Al di sopra del flysch galestrino si rinvengono pochi lembi di "scisti rossi di Pecorone" (Scandone, 1967): alternanza di selci, argilliti, marne marcatamente silicifere di color

PIANO DEL PARCO

rosso e verde, e breccie calcaree prevalenti verso l'alto, di età Cretacico sup.. Nel lagonegrese gli "scisti di Pecorone" rappresentano il termine più recente della successione, mentre nell'Unità Lagonegro II non sono noti livelli più recenti del flysch galestrino: Scandone (1967) ipotizza pertanto un generale "denudamento tettonico" dovuto allo scollamento della parte alta della successione e alla sua traslazione in aree più esterne.

Unità' Lagonegro II - Definita da Scandone (1972) come facies prossimale interna del bacino di Lagonegro, è caratterizzata da una successione stratigrafica abbastanza simile a quella dell'Unità Lagonegro I, a parte la presenza alla base di termini del Trias medio e forse inf. (Formazione di Monte Facito).

I caratteri delle singole formazioni sono abbastanza variabili nell'ambito di questa unità tanto che Scandone (1967) distinse per i calcari con selce e gli scisti silicei una facies S. Fele, una facies Pignola-Abriola e una facies Armizzone.

Lo stesso Autore ne descrive la successione formata dal basso verso l'alto da:

- a) *Formazione di Monte Facito*: argille, marne, siltiti e arenarie (membro terrigeno) con inglobati grossi blocchi di calcari massicci di scogliera (membro organogeno). Spessore: 200 metri circa. Fossili: Daonella , brachiopodi, rare ammoniti, alghe. Età: Trias medio.
- b) *Formazione dei calcari con selce*: calcilutiti, calcareniti e dolomie con liste e noduli di selce. Spessore: 200 metri circa. Fossili: Halobia e Posidonomya. Età: Trias superiore.
- c) *Formazione degli scisti silicei*: argilliti, marne più o meno silicifere, radiolariti rosse e verdi. Spessore: dai 180 ai 250 metri. Fossili: radiolari e spicole di spugna. Età: Giurassico.
- d) *Flysch Galestrino*: Argilliti e calcari più o meno siliciferi, con intercalazioni di calciruditi e calcareniti gradate. Spessore. 200 metri. Fossili: radiolari e spicole di spugna. Età: Cretacico inferiore-medio.

Nei più settentrionali affioramenti lagonegresi è possibile osservare che questa successione evolve verso l'alto verso un flysch denominato "flysch rosso" costituito da argilliti rosse e verdi, calcareniti, calciruditi e arenarie. L'età è compresa tra il Cretacico medio-superiore e l'Oligocene; lo spessore non supera i 200 metri.

PIANO DEL PARCO

Quest'ultima formazione evolve a marne argillose e quarzoareniti appartenenti alla Formazione del Flysch Numidico (Pescatore & Ortolani; 1973) di età Oligocene sup.-Burdigaliano.

Di questa unità non sono presenti nell'area studiata le formazioni del flysch galestrino, del flysch rosso e del flysch numidico.

Affioramenti delle Unità Lagonegresi sono stati riconosciuti ai margini meridionali della provincia cilentana nei pressi del confine lucano. Riconosciamo affioramenti di Scisti Silicei Flysch Galestrino in finestra tettonica presso Padula in località Mandrano. Presso Casalbuono in località Ponte del Re affiorano in ottima esposizione le Formazioni di Monte Facito, Calcari con Selce e Scisti Silicei, mentre lungo il margine meridionale del Monte Cervaro appena nel territorio lucano dopo aver attraversato località Fortino (Casaletto Spartano) è possibile osservare affioramenti di scisti silicei.

Unità' Monti della Maddalena - Tale unità risulta tettonicamente interposta tra le unità lagonegresi a letto e le unità Foraporta e Alburno-Cervati al tetto.

Viene interpretata come derivata dalla zona di raccordo tra la piattaforma campano-lucana e il bacino lagonegrese (Ippolito et alii, 1975; D'Argenio, 1988; Marsella & Pappone, 1987).

La successione è costituita alla base da dolomie del Trias superiore con caratteristiche sia di piattaforma carbonatica che di scarpata. Ad esse segue una successione Giurassico-Paleogenica interamente carbonatica con facies caratterizzata da frequenti risedimenti, calciruditi e calcareniti a cemento spatico, commistione di biofacies bentoniche e pelagiche, tipiche di un margine di piattaforma o di scarpata.

Lungo tutta l'area di affioramento la successione presenta forti variazioni di facies e di spessore, nonché lacune più o meno ampie seguite da trasgressioni in disconformità.

Affiora estesamente marginalmente l'area cilentana e contraddistingue i rilievi del bordo orientale del Vallo di Diano e limitatamente all'abitato di Teggiano piccole plaghe nei pressi di Polla per quanto riguarda il settore occidentale.

Non sono stati riconosciuti affioramenti nell'area limitatamente l'Autorità di Bacino Sinistra Sele.

Unità del Monte Foraporta – L'Unità del Monte Foraporta viene considerata come il prodotto di un bacino con caratteristiche euxiniche, interposto nel Giurassico tra la parte più interna della piattaforma campano - lucana rappresentata dall'Unità Alburno -

PIANO DEL PARCO

Cervati e la zona esterna di transizione rappresentata dall'Unità dei Monti della Maddalena.

Tali terreni furono descritti per la prima volta nel lagonegrese da De Lorenzo (1894), Selli (1962) e fornisce un profilo geologico tra il Monte Iatile e Serra Luceta considerando i terreni dell'Unità del Monte Foraporta come zolle inglobate nelle coltri lagonegresi. Il raggruppamento di tali terreni in una Unità tettonica a sé stante si deve a Scandone (1972) che li considera geometricamente interposti tra l'Unità Albumo-Cervati e le Unità lagonegresi.

Boni et alii (1973) distinguono dal basso verso l'alto due scaglie tettoniche principali:

- a) Scaglia dei Carcuni costituita da dolomie nere;
- b) Scaglia della Pertusata costituita da calcari neri.

La successione stratigrafica, ricostruita correlando le due scaglie, viene suddivisa dagli A. A. in due formazioni, dal basso in alto Formazione delle dolomie della Calda e Formazione dei calcari della Serra del Palo.

La Formazione della Calda è suddivisa in due membri:

- ❖ *Membro inferiore dolomitico* costituito da un'alternanza di dolomie grigie e nere in strati e straterelli a volte ittiolitici in cui, a più altezze, sono presenti piccoli livelli di carbone sapropelico dello spessore di qualche centimetro. Negli strati dolomitici con spessore maggiore (30 - 40 centimetri), si riconoscono parte degli intervalli della sequenza Bouma: l'intervallo gradato e quello a laminazione parallela inferiore. Lo spessore è di circa 100-120 metri. Fossili: Gasteropodi e Molluschi indeterminati.
- ❖ *Membro superiore calcareo - dolomitico* formato da un'alternanza di calcari e calcari dolomitici straterellati e dolomie più spesse (30 - 40 centimetri). Presenti breccie gradate con clasti di diametro fino a 5 centimetri e con spessore dai 30 ai 50 metri. L'età attribuita a tale membro, per la sua posizione stratigrafica, è Trias sup. - Lias inf.

Nella Formazione di Serra del Palo sono stati distinti tre membri:

- ❖ *Membro calcareo inferiore*: costituito da calcari e calcari marnosi in strati e straterelli di colore nero, giallo e verde, intercalati a marne ed argille giallastre. Lo spessore è pari a circa 100 metri.

PIANO DEL PARCO

- ❖ *Membro calcareo – marnoso*: formato da un'alternanza di calcari marnosi ed argille gialle, con a luoghi presenti strati di "slump breccia"; lo spessore è all'incirca 50 metri. Fossili: Ammoniti e Brachiopodi abbondanti negli strati argillosi che hanno fatto attribuire un'età Toarciano - Aaleniano.
- ❖ *Membro calcareo superiore*: rappresentato da calcareniti e calcareniti oolitiche dello spessore di 7 metri circa, dopodiché la successione mostra caratteri diversi a seconda della località nella quale è stata rinvenuta, infatti, può proseguire verso l'alto con calcari straterellati (20 metri) e calcareniti a grana fine per uno spessore totale di 120 metri, oppure con conglomerati intraformazionali (20 metri) e calcareniti nere a grana fine per uno spessore totale di 120 metri. L'età del membro superiore è essenzialmente Dogger e probabilmente giunge al Malm.

L'Unità in esame spesso è in contatto tettonico per sovrascorrimento, sia con le Formazioni dell'Unità Lagonegro II che con il flysch galestrino dell'Unità Lagonegro I ed in parte è ricoperta dai terreni "ad affinità sicilide".

Affioramenti dell'Unità Monte Foraporta sono riconosciuti presso Casalbuono e Montesano sulla Marcellana. A Casalbuono, lungo il corso medio-alto del Torrente Brignacolo, appare con buona esposizione, il contatto con cui calcareniti nere del Foraporta sovrascorrono sulle dolomie bianche della Maddalena. Prospiciente il margine più meridionale dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele, già in territorio lucano, affiora estesamente l'Unità Monte Foraporta (Monte Foraporta, Tempa Pertusata, Monte Rotondo (Lagonegro)).

Unità Interne

Unità Liguridi - Nel Cilento ed al confine calabro-lucano affiorano estesamente delle successioni torbiditiche argilloso-calcareo-silicoclastiche che furono raggruppate da Ogniben (1969) in un "Complesso Liguride" e interpretate come depositi di "eugeosinclinale".

Tali terreni sono tuttora oggetto di studio a causa delle difficoltà di inserire in un quadro unitario le interpretazioni di diversi ricercatori e dalle incertezze nella datazione di terreni in cui il rimaneggiamento dei fossili è molto intenso.

Recentemente Bonardi et alii (1992) riassumono lo stato delle conoscenze sul Complesso Liguride auct. e, sulla base di nuovi dati biostratigrafici e di campagna,

PIANO DEL PARCO

propongono una nuova interpretazione, in cui lo considerano formato da più unità tettoniche, dal basso in alto:

- a) Unità del Frido;
- b) Mélange di Episcopio-S. Severino;
- c) Unità Nord-calabrese;
- d) Unità dei terreni “ad affinità sicilide”.

Su queste unità, e dubitativamente anche su alcune unità esterne appenniniche, trasgredisce in discordanza un ciclo sedimentario del Miocene medio, considerato in precedenza la parte alta della successione continua del Complesso Liguride, definendolo come Gruppo del Cilento, comprendente le formazioni di Pollica, S. Mauro, del Torrente Bruca e di Albidona.

Nell'area di studio affiorano esclusivamente parte della successione dell'Unità Nord Calabrese, che chiariremo di seguito con maggior dettaglio, e terreni associabili all'Unità dei terreni “ad affinità sicilide”.

Unità Nord-Calabrese - Tale denominazione è stata per la prima volta introdotta da Selli (1962) e comprendeva la Formazione delle Crete Nere e del Saraceno, è stata di nuovo ripresa da Bonardi et alii (1985) abbandonando le denominazioni delle unità in cui erano state erroneamente incluse per circa un ventennio tali formazioni, quali Flysch del Cilento (Letto et alii, 1965; Cocco, 1971); Complesso Liguride (Ogniben, 1969); Unità del Cilento (Scandone, 1972; Amodio Morelli et alii, 1976).

L'intera successione descritta da Bonardi et alii (1992) è data dal basso verso l'alto:

- a) *Ofioliti di Timpa delle Murge*: pillow breccias e pillow lavas con calcari interpillow rosati; basalti massicci e subordinatamente gabbri (Malm).
- b) *Formazione di Timpa delle Murge* (Bousquet, 1963; 1973; Vezzani, 1968): radiolariti ed argilliti silicizzate e sottili intercalazioni di calcari allodapici (Malm).
- c) *Formazione delle Crete Nere* (Selli, 1962): (Vedi formazione di Ascea) La Formazione delle Crete Nere (Selli, 1962) è costituita da un'alternanza di argilliti grigio scure e quarzoareniti in strati e banchi a cui seguono circa 500 metri di black-shales, nella parte alta compaiono intercalazioni di livelli di torbiditi carbonatiche e silicoclastiche a grana fine. (Malm - Eocene medio).

PIANO DEL PARCO

- d) *La Formazione del Saraceno* (Selli, 1962) nell'area tipo è costituita da circa 500 metri di torbiditi calcaree, spesso silicizzate e con un aumento della frazione silicoclastica verso la parte alta.

Nell'area cilentana, ed ancor più in dettaglio, nei limiti dell'Autorità di Bacino affiorano esclusivamente la Formazione delle Crete Nere e la Formazione del Saraceno.

Nei pressi del Monte Centaurino il località Ponte l'Abate la formazione del Saraceno è costituita da calcareniti grigie con selce nerastra (torbiditi calcaree con l'intervallo a laminazione parallela silicizzato) con spessore degli strati variabile dai 15 ai 30 centimetri e a luoghi sottili interstrati argillitici, che corrispondono all'intervallo pelitico delle torbiditi. Spesso è visibile la sequenza di Bouma in tutti i suoi intervalli, tranne l'intervallo pelitico, generalmente ridottissimo o assente. Altri affioramenti riconosciuti come Formazione del Saraceno sono osservabili lungo la S.S. 517 Bussentina fra lo svincolo di Caselle in Pittari e lo svincolo per Sicili (Morigerati), presso l'Abitato di Rofrano.

Unità dei "terreni ad Affinità Sicilide" - Questa unità informale è stata introdotta da Bonardi et alii (1992), che in Cilento e nella Valle di Rivello hanno differenziato questi terreni, considerandoli unità a se stante, anche se di posizione geometrica e successione stratigrafica mal definita, da quelli dell'unità Nord-calabrese, con i quali erano in precedenza inclusi nella Formazione di Ascea auct. Gli autori ne definiscono i caratteri litostratigrafici e di facies come intermedi tra alcune formazioni (Formazione delle Crete Nere e del Saraceno) dell'unità Nord-calabrese e le successioni sicilidi (Ogniben, 1969).

Pur non descrivendo in dettaglio una successione, di difficile ricostruzione per le cattive condizioni di affioramento e l'assenza di precisi marker stratigrafici, Bonardi et alii (1992) indicano una prevalenza nella parte bassa di marne fittamente stratificate più o meno silicizzate e con caratteristiche impregnazioni di manganese, cui seguono torbiditi calcaree con intercalazioni di argilliti rosse e verdi, mentre la parte bassa sarebbe costituita da alternanze di calcari, calcari marnosi e argilliti grigie, arenarie micacee e litareniti sottilmente stratificate. A luoghi si rinvencono brecciole calcaree ricche in macroforaminiferi.

In un lavoro successivo (Bonardi et alii, 1993) viene precisata la posizione geometrica dell'unità, come la più alta delle liguridi, anche se la successione stratigrafica rimane ancora non definita.

PIANO DEL PARCO

Nella carta geologica schematica allegata al lavoro citato (Bonardi et alii, 1992) vengono inclusi in questa unità i terreni descritti da Miconnet (1983) nella Valle di Rivello e in altri piccoli affioramenti a nord-est Monte Sirino, attribuiti dall'Autore all'Eocene superiore-Oligocene e considerati interposti tra le due unità Lagonegresi. Le rare nannoflore rinvenute, sempre negli affioramenti della Valle di Rivello, sono risultate non più antiche dell'Oligocene (de CAPOA-BONARDI comunicazione personale), confermando la datazione dell'Autore precedente. Nell'attribuire all'Unità dei terreni "ad affinità sicilidi" gli affioramenti che descriveremo qui di seguito ci siamo attenuti a quanto proposto dagli Autori citati in precedenza, non avendo elementi certi a scala regionale per una loro diversa collocazione, anche se, in sede di conclusioni, discuteremo una possibile alternativa.

L'Unità dei terreni "ad affinità sicilide" affiora estesamente lungo l'alta e media valle del Mingardo e del Lambro. Data la complessità e la forma caotica degli affioramenti non è stato possibile ancora differenziarla.

Gruppo del Cilento

Rappresenta la successione tipica della regione cilentana; questa è costituita da potenti successioni flyschoidi che affiorano estesamente tra la Valle del Sele ed il confine calabro-lucano. Questa successione è già da tempo nota in letteratura con la denominazione di Flysch del Cilento (IETTO et alii, 1965; COCCO, 1971; SCANDONE, 1967; 1972), Complesso Liguride e Sicilide (OGNIBEN, 1960; 1969), Unità del Cilento ed Unità Sicilidi (AMODIO MORELLI et alii, 1976).

La prima moderna ricostruzione stratigrafica di tale successione in Campania si deve a IETTO et alii (1965); questi, sulla base di ricerche compiute nell'area del Cilento occidentale, tra la valle dell'Alento e Punta Licosa, segnalano una successione stratigrafica potente circa 4500 metri con caratteri di facies distale nei termini basali ed evolventi verso l'alto a facies di tipo prossimale.

Sono stati distinti, dal basso verso l'alto:

- un "*flysch argilloso*" (Formazione di S. Venere), costituito da argilliti, siltiti, calcilutiti silicifere, calcari marnosi, calcari arenacei ed arenarie. Si presenta fittamente stratificato, di colore grigio plumbeo, a volte nerastro; intensi i fenomeni di tettonizzazione e calcitizzazione. L'età è cretacea inferiore (presenza di

PIANO DEL PARCO

Calpionelle, Globigerine, Globotruncane). Questa formazione presenta caratteri di “black shales facies”, tipici di ambienti profondi di bacini torbiditici;

- un “*flysch arenaceo*” (Formazione di Pollica), costituito da arenarie micacee e siltiti associate ad argille, argille siltose, calcari arenacei. Inferiormente si presenta fittamente straterellato con strati di spessore dell’ordine di 10-20 cm, mentre superiormente passa prevalentemente a strati e banchi di crescente spessore; la formazione termina con forme di slumpings sottomarini. Complessivamente appare evidente un passaggio da fasi distali di correnti di torbida a fasi prossimali; la formazione è inoltre in continuità di sedimentazione con quella sottostante. L’età va dal Cretacico inferiore all’Eocene basale (presenza di Inocerami, Globotruncana, Globorotalie);
- un “*flysch arenaceo-marnoso-conglomeratico*” (Formazione di S. Mauro), costituito nella parte bassa da bancate di marne intercalate ad arenarie in strati e banchi, mentre verso l’alto diminuiscono e scompaiono gradualmente i banchi marnosi, sostituiti da arenarie e conglomerati con ciottoli di rocce sedimentarie e cristalline. Caratteristica è la presenza di due distinti livelli marnosi, di notevole spessore (40-50 metri), di cui il primo marca il passaggio tra il termine marnoso-arenaceo e quello arenaceo. I caratteri sono nel complesso di tipo proximale; a questa formazione viene provvisoriamente attribuita un’età terziaria (Eocene-Miocene).

Successivamente, pur conservando la ricostruzione stratigrafica e la suddivisione formazionale, vengono rilevate da COCCO e PESCATORE (1968) differenze di facies e di spessori tra la sezione di M.te Sacro e la sezione-tipo di M.te Stella studiata da IETTO et alii (1965). Nella sezione di M.te Sacro viene tra l’altro confermata la presenza di una successione conglomeratica sommitale, già riportata da SELLI (1962) come Formazione dei Conglomerati di M.te Sacro. L’equivalenza tra Flysch del Cilento e Complesso Liguride (come affiora al confine calabro-lucano) viene poi affermata da OGNIBEN (1969), sulla base di correlazioni stratigrafiche operate precedentemente da VEZZANI (1968 a, b; 1970) che individua una successione, di età compresa tra il Giurassico e l’Eocene medio, rappresentata dal basso verso l’alto dalle formazioni del Frido-Crete Nere, del Saraceno e di Albidona.

Nonostante la presenza di una discordanza angolare tra la Formazione di Albidona e la successione sottostante, interpretata come dovuta ad eventi verificatisi all’interno del bacino, viene riconosciuta dagli A.A. una continuità stratigrafica, sia nella successione del Flysch del Cilento che nel Complesso Liguride, ammettendo la presenza di eteropie di facies nonché un certo diacronismo. Dopo questi lavori le età proposte per

PIANO DEL PARCO

le diverse formazioni vengono di fatto accettate nonostante l'esistenza di precedenti datazioni (SELLI, 1962; GHEZZI & BAYLISS, 1964; CRESCENTI, 1966).

Successivamente tali ricostruzioni stratigrafiche furono vivacemente criticate per aver messo in sequenza continua terreni metamorfici e sedimentari, tra i quali esisteva un contatto con tutta evidenza tettonico (BOUSQUET, 1971; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO et alii, 1973). Il Complesso Liguride pertanto viene diviso in due differenti unità tettoniche: un'Unità del Frido, costituita da metamorfiti di basso grado e metaofioliti, ed un'Unità del Cilento (A. MORELLI et alii, 1976) che corrisponde alla parte rimanente della successione di OGNIBEN (1969) ed al suo equivalente in Cilento. Più recentemente una differente separazione dell'Unità del Flysch del Cilento è stata proposta da IETTO et alii (1983), che definiscono tre distinte unità tettoniche: Unità argillitica inferiore (comprendente le Formazioni del Frido e delle Crete Nere), Unità del Saraceno ed Unità torbiditica superiore (corrispondente all'insieme delle formazioni di Pollica e S. Mauro che vengono viste quali porzioni eteropiche di un'unica sequenza torbiditica).

Una generale revisione, a scala regionale, del Flysch del Cilento si è avuta sulla scorta di nuovi rilevamenti e di dati biostratigrafici raccolti nel Cilento ed al confine calabro-lucano; questi hanno messo in evidenza che le formazioni in questione presentano un'età molto più recente di quella loro attribuita fino a quel momento. CIAMPO et alii (1984), ad esempio, attribuiscono alle formazioni di Pollica e San Mauro un'età Eocene-Oligocene sup. (presenza del genere *Sphenolitus*); allo stesso modo, ZUPPETTA et alii (1984) ridatano la Formazione di Albidona attribuendole un'età compresa tra l'Oligocene sup. ed il Burdigaliano inf.

Il quadro generale va quindi arricchendosi in modo sempre più completo di nuovi elementi, facendo sentire ormai l'esigenza di una ridefinizione: ancora, BONARDI et alii (1985) attribuiscono alla Formazione di Albidona un'età Burdigaliano sup.-Langhiana, in accordo con l'originaria definizione di SELLI (1962).

Sulla base dei dati disponibili, gli stessi autori propongono allora di separare, nell'ambito dell'Unità del Flysch del Cilento Auct., un'Unità Nord Calabrese (comprendente le sole formazioni delle Crete Nere e del Saraceno) dall'Unità del Flysch del Cilento (rappresentata dalle formazioni di Pollica e S. Mauro in Cilento e dalla Formazione di Albidona al confine calabro-lucano). L'equivalenza di queste formazioni viene, infine, confermata da AMORE et alii (1988) i quali ridefiniscono un Gruppo del Cilento (comprendente le formazioni di Albanella, Pollica-S. Mauro ed Albidona) che viene interpretato come un ciclo sedimentario sinorogeno, di età compresa tra il Burdigaliano superiore ed il Langhiano, trasgressivo in discordanza sia

PIANO DEL PARCO

sui terreni delle unità Liguridi e Sicilidi sia sui terreni carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino. Sempre secondo AMORE et alii (1988), in varie località del Cilento (a M.te Centaurino e, soprattutto, a M.te Sacro) le formazioni di Pollica e S. Mauro non risultano più distinguibili e lo spessore totale si riduce a circa 1200 metri; tali differenze litostratigrafiche, rispetto alla sezione-tipo di M.te Stella (IETTO et alii, 1965), consentono la definizione di una nuova unità definita come "Formazione arenaceo-conglomeratica di Torrente Bruca". Questa formazione, nelle aree in cui è stata definita, è ricoperta in discordanza da più recenti depositi sinorogeni (Formazione dei Conglomerati di M.te Sacro).

Guida et alii, 1988 sulla scorta di nuove conoscenze biostratigrafiche acquisite, hanno ridefinito a scala regionale la successione del Flysch del Cilento Auct. In questo lavoro viene descritta una nuova unità torbidityca arenaceo-pelitica, denominata Membro di Caporra, che viene interpretata come la base del Gruppo del Cilento.

E' importante segnalare che i caratteri della successione del Monte Centaurino presentano una certa analogia con la successione del Monte Sacro mentre si differenziano da quelli rilevati nel Monte Stella.

Infatti, mentre nel Monte Centaurino e nel Monte Sacro i terreni basali in affioramento vengono attribuiti alla Formazione arenaceo-conglomeratica del Torrente Bruca, nel Monte Stella viene riconosciuta la Formazione di Pollica e di San Mauro.

La successione litostratigrafica per il versante orientale e meridionale del Monte Centaurino (Guida et alii, 1988) si riassume dal basso verso l'alto:

- **Gruppo del Cilento (Monte Centaurino – Monte Sacro)**
 - ❖ **Formazione del Torrente Bruca:**
 - * *Membro di Caporra:* Arenarie micacee nere e grigie in straterelli, siltiti grigio piombo. Affiora principalmente alla base dei versanti del Monte Centaurino e del Monte Sacro e diffusamente nei pressi della contrada Caporra (Rofrano).
 - * *Membro delle arenarie straterellate:* Arenarie quarzoso micacee giallastre e versastre in strati e straterelli. Affiora in successione al *membro* precedente alla base del rilievo del Monte Centaurino.
 - * *Membro arenaceo marnoso:* Strati di Arenarie, straterelli di argille siltose. Costituisce il litotipo maggiormente rappresentativo del

PIANO DEL PARCO

del Monte Centaurino, si rinvengono affioramenti nell'area compresa tra Cuccaro Vetere e Monte Sacro.

- * **Membro delle Marne a Fogliarina:** Marne e marne siltose di colore cinereo e a fratturazione amigdaloide note come "fogliarina". Affiora con buona esposizione presso Monte Sacro
- * **Membro dell'Olistostroma intermedio:** conglomerati a matrice prevalente, *pebbly mudstones* e *sand flows*, diaspri, rocce basiche.
- * **Membro conglomeratico arenaceo:** Conglomerati in banchie e banconi con rari livelli arenaceo siltosi.
- * **Membro dell'Olistostroma superiore:** Argille siltose fluidali con olistoliti di rocce basiche, "pillow lavas", diaspri e argille varicolori. Affiorano tipicamente al Monte Centaurino e a Monte Sacro.

- ❖ **Formazione di Monte Sacro:** Arenarie grossolane in strati e banchi. Costituisce l'affioramento peculiare del Monte Sacro e poggia sui terreni della Formazione del Torrente Bruca al Monte Centaurino.

La successione del Gruppo del Cilento affiorante al Monte Stella si distingue dal basso verso l'alto:

- **Gruppo del Cilento (Monte Stella)**
 - ❖ **Formazione di Pollica:** Arenarie a cemento spatico prevalentemente siliceo, alternate a siltiti e siltiti argillose in strati e banchi con livelli conglomeratici. La parte alta della formazione è caratterizzata da fenomeni di Slumping come testimoniato in località Ripe Rosse. I principali affioramenti della Formazione di Pollica li ritroviamo tra Acciaroli e Celso, in tutto il versante meridionale del Monte Stella e lungo la costa tra Acciaroli e Punta Licosa. Sono attribuiti alla stessa formazione affioramenti presso Santa Marina, Torraca e Vibonati.
 - ❖ **Formazione di San Mauro:** Successione torbidity costituita nella parte inferiore della serie da alternanze di marne siltose ed argillose in banchi, alle quali si intecalano verso l'alto livelli conglomeratici con ciottoli di rocce cristalline e sedimentarie. All'interno di questa

formazione viene distinto il “*Membro delle Marne Fogliarine*” caratterizzato da marne e marne siltose bianche e grigie e arenarie grigio giallastre. Questo membro è osservabile presso Monte Stella. Nella sua interezza e complessità la Formazione di San Mauro affiora a Monte Stella fino ad estendersi fino ad Agnone e Castellabate. Altri affioramenti si rilevano nelle località di Lustra, Rutino, Ogliastro, e Torchiara. Nel settore meridionale dell’Autorità di Bacino vengono riconosciuti come terreni della Formazione di San Mauro affioramenti presso l’abitato di Santa Marina e a tra Torraca e Casaletto Spartano.

1.2 Analisi morfostrutturale

La redazione della Carta degli elementi strutturali si prefigge di caratterizzare l’area in esame al fine di evidenziarne l’assetto tettonico.

In particolare, attraverso l’analisi dei principali litotipi affioranti nella provincia cilentana, vengono individuati e cartografati i principali lineamenti tettonici ritenuti significativi ai fini della ricostruzione dell’assetto stratigrafico e strutturale dell’area.

Nella Carta degli elementi strutturali sono state riportate le discontinuità primarie e secondarie (faglie con geometria non definita, faglie dirette, faglie inverse, assi di pieghe, ecc.), anche in base alla cronologia della deformazione (faglie quaternarie e faglie pre-quaternarie), utilizzando come guida al riconoscimento e come simbolismi la legenda geologica di cui all’elaborato cartografico “Carta degli Elementi Strutturali in scala 1 : 25.000.

La storia morfoevolutiva del paesaggio cilentano è contraddistinta da una tettonica diretta e trascorrente, la cui attività é chiaramente espressa da indicatori cinematici e geologici. Queste fenomenologie hanno portato alla frammentazione verticale di blocchi nei principali massicci con esempi spesso molto spinti che impediscono di riconoscerne i movimenti e, per le carenze conoscitive circa l’età e l’entità delle dislocazioni le quali derivano dall’assenza o dalla difficile reperibilità di precisi marker geologici, risulta problematica la caratterizzazione cronologica della deformazione trascorrente occorsa.

Inoltre, nell’area di studio, la relativa scarsità di formazioni che suturano le faglie, rende difficile la definizione dell’età degli eventi tettonici, specie nei casi delle formazioni pre-mioceniche e mioceniche.

PIANO DEL PARCO

Una tettonica attiva in questo settore di Appennino campano-lucano ha generato una frammentazione verticale legata alla fase distensiva articolando il territorio Cilentano e del Vallo di Diano con alcune vaste depressioni.

Le principali unità morfostrutturali sono costituite da rilievi carbonatici del Monte Cervati, dalla dorsale M. Chianello –Vesole – Soprano – Sottano e dal complesso ed articolato sistema montuoso del Monte Bulgheria, mentre, per quanto riguarda i rilievi terrigeni, si evidenziano il Monte Sacro, il Monte Centaurino ed il Monte Stella. A questi s'interpongono aree relativamente più depresse entro le quali affiorano unità riferibili alle coltri interne e a formazioni sinorogene mioceniche

Nei rilievi carbonatici menzionati sono estesamente rappresentati i termini cretaci e paleogenici dell'unità carbonatica di piattaforma nota in letteratura come Unità Alburno Cervati (D'ARGENIO et al., 1973; BONARDI et al., 1988). Su questi termini poggiano, in trasgressione, calcareniti del Burdigaliano che passano ad arenarie d'avanfossa distale d'età Langhiano Tortoniano, ricoperte, in discordanza, da depositi d'avanfossa proximale d'età fine Tortoniano Messiniano (Formazione di Castelvetere; SANTO, 1988; PATACCA et al., 1993).

Gli studi effettuati, confortati da una serie di lavori bibliografici, hanno sottolineato nella regione cilentana una serie di alti e bassi strutturali con una forte articolazione in senso verticale di età Plio-pleistocenica.

La Carta degli Elementi Strutturali evidenzia morfolineamenti con faglie che dislocano strutture con direzione NW-SE (appenninico) e NE-SW (antiappenninico); sono numerose le faglie con direzione WNW ESE per le quali è dimostrata (sulla base di dati geologico strutturali) l'attività trascorrente ed obliqua.

I morfolineamenti ad andamento WNW ESE sono numerosi e si susseguono con intervalli variabili nell'ordine di pochi chilometri attraversando pervasivamente le aree di affioramento sia delle formazioni terrigene che delle unità carbonatiche dove si evidenziano allineamenti di drenaggi susseguenti, doline e scarpate.

Lo studio prodotto evince che la massima parte dei rigetti orizzontali prodotti dalla trascorrenza, lungo le faglie WNW ESE, si è realizzata nel corso dei Pliocene (Santangelo, 1992) a cui si associano, in molti casi, scarpate strutturali sempre impostate sulle rocce carbonatiche e spesso ricalcano il contatto tra le unità carbonatiche e le formazioni terrigene. Questi sono proprio i casi e in cui esse ricevono forte espressione morfologica. Ne sono dimostrazione le scarpate bordiere sud occidentali del Monte Chianello.

1.3 Aspetti idrogeologici

La Carta della Permeabilità redatta per il territorio di pertinenza dell'autorità di Bacino Sinistra Sele è strettamente legata ai principali aspetti idrogeologici delle principali successioni geologiche:

Il rilevamento della litologia e degli assetti strutturali sono stati mirati anche all'individuazione delle caratteristiche idrogeologiche.

Le diversità geologiche dell'area di studio condizionano notevolmente la circolazione idrica sotterranea in termini idrodinamici e quantitativi; infatti, si possono distinguere tre grandi categorie di terreni, contraddistinte da tipologie differenti per quanto riguarda la permeabilità, l'approfondimento della circolazione idrica, il coefficiente d'infiltrazione potenziale e la potenzialità idrica sotterranea.

Questi si possono riassumere in tre grandi settori:

- i massicci carbonatici;
- i rilievi costituiti dalla successione terrigena e fliscioide;
- i depositi clastici quaternari che riempiono le piane alluvionali dei principali elementi idrografici del territorio.

Le successioni carbonatiche meso-cenozoiche costituiscono le principali fonti di risorse idriche. Esse si compongono essenzialmente di rocce calcaree che, per il comportamento fragile a seguito delle vicissitudini del passato geologico, risultano essere generalmente molto fratturate e che, per la loro composizione chimica, sono soggette a fenomeni carsici mediante i quali l'azione di dissoluzione delle acque meteoriche tende ad ampliare e a sviluppare la rete delle fratturazioni preesistenti fino alla formazione di grandi sistemi carsici epigei ed ipogei.

La presenza di queste discontinuità diffuse e dei condotti carsici induce intensi fenomeni di infiltrazione, che si concretizzano in un prevalente deflusso sotterraneo (85 - 95 %) rispetto al ruscellamento superficiale.

Inoltre, l'omogeneità litologica verticale e la sviluppata rete di fratture permettono all'acqua di generare notevoli riserve idriche sotterranee in termini di veri e propri serbatoi (falda di base) al contatto con l'impermeabile relativo sottostante e/o laterale, rappresentato dai depositi terrigeni arenaceo-argillosi. Abbiamo così le Unità idrogeologiche di M.te Motola, M.te Cervati-M.te Vesole, M.te Forcella-M.te Salice-M.te

PIANO DEL PARCO

Coccovello e M.te Bulgheria che rappresentano, per i motivi sopraesposti, i migliori acquiferi dell'area cilentana (Celico P., 1978; 1982; 1983; Civita M., 1977; Guida D., 1980).

I terreni flyschoidi terrigeni, invece, presentano potenzialità idriche minori in quanto la natura litologica, rappresentata da alternanze di termini conglomeratici, arenacei ed argilloso-marnosi, non permette l'instaurarsi delle stesse condizioni presenti nei massicci carbonatici. In questo caso, infatti, il deflusso idrico globale avviene prevalentemente come ruscellamento superficiale ed in un'aliquota minore come infiltrazione (10-30 %). Tutto ciò è dovuto alla presenza di strati argilloso-marnosi che, agendo da impermeabile relativo, limitano notevolmente il deflusso in sottterraneo dell'acqua, generando più falde sovrapposte, limitatamente alla porzione più alterata dei versanti, e numerose sorgenti di piccola entità (pochi l/s).

La principale struttura idrogeologica terrigena è sicuramente quella di M.te Sacro in quanto la particolare struttura geologica sinclinalica e la presenza di terreni conglomeratici fratturati alla sommità, consentono la formazione di cospicui serbatoi idrici sotterranei che alimentano sorgenti con portate anche di diverse decine di litri al secondo. Subordinatamente abbiamo le strutture idrogeologiche di M.te della Stella, M.te Centaurino, Pisciotta-San Mauro La Bruca, M.te Pruno, M.te Farneta, Castel San Lorenzo, Aquara etc. le quali, pur se con potenzialità idriche modeste, rappresentano una risorsa importante da sfruttare e proteggere. Di recente tali terreni sono stati oggetto di ricerche, studi e lavori di tesi (Guida D. et alii, 1980; Casciello et alii, 1994; Celico et alii, 1993; Massimi et alii, 1995; Marrocco, 1998) indirizzati soprattutto sulle strutture maggiori (M.te Sacro, M.te Centaurino e M.te della Stella) per cui ancora manca una caratterizzazione idrogeologica completa di tutti i termini terrigeni presenti nell'area cilentana.

I terreni quaternari, costituiti dai depositi di riempimento delle piane alluvionali dei principali corsi d'acqua dell'area (fiumi Alento, Bussento, Testene, Lambro e Mingardo) ed in maniera minore dai detriti di fondovalle e dai depositi al bordo dei massicci carbonatici, rappresentano il naturale punto di recapito delle acque provenienti dalle strutture idrogeologiche limitrofe, ma la loro eterogeneità litologica e l'eterometria dei depositi li rende marginali. Recentemente è stato stimato che, in alcuni casi, è possibile sfruttare questi acquiferi senza intaccare il minimo deflusso vitale dei corsi d'acqua, emungendo quantitativi idrici facilmente ripristinati dal ruscellamento superficiale (De Vita P., 1999).

1.3.1 Caratterizzazione idrogeologica dei massicci carbonatici

Le principali strutture idrogeologiche carbonatiche che ricadono nel territorio dell'autorità di Bacino Sinistra Sele derivano dalla deformazione della Piattaforma Campano-Lucana (D'Argenio et alii, 1973) e sono attribuiti alla Unità Alburno Cervati.

Si tratta principalmente di calcari Mesozoici e Cenozoici intensamente fratturati da un fitto sistema di faglie, aventi direzioni appenniniche ed antiappenniniche, che la suddividono in diversi blocchi monoclinicali, variamente ribassati, ed immergenti, generalmente, verso i quadranti settentrionali.

Inoltre, le rocce carbonatiche sono caratterizzate da una notevole fratturazione e da un intenso sviluppo del fenomeno carsico; quest'ultimo è evidenziato sia da forme epigee, quali doline e "lapiez", sia da forme ipogee, quali condotte e cavità.

Le caratteristiche stratigrafico-strutturali appena compendiate, implicano un acquifero carbonatico dotato di un'elevata permeabilità per fessurazione e carsismo, comportando dei coefficienti di infiltrazione elevati (c.i.p. 90-95%), e limitato, lateralmente, dai depositi terrigeni nell'insieme pressoché impermeabili.

1.3.2 Struttura idrogeologica del Monte Cervati

Il Massiccio del Cervati è costituito da calcari Meso-Cenozoici altamente permeabili per fratturazione e carsismo. Il massiccio costituisce un'unica struttura idrogeologica poiché sono stati esclusi possibili collegamenti con le strutture adiacenti. Infatti, se si considera un deflusso sotterraneo preferenziale in senso sud-est nord-ovest, vengono esclusi i travasi verso nord (Monte Vivo – Monte Motola) e verso sud (complesso calcareo di Monte Forcella).

Per quanto riguarda la zona verso il Vallo di Diano, osservando le quote di sfioro delle sorgenti del Monte Cervati e dei Monti della Maddalena, si è notato che queste ultime risultano essere a quota più alta e quindi portano ad escludere un possibile collegamento con le due strutture.

L'unico possibile collegamento della struttura idrogeologica del Monte Cervati è verso ovest, attraverso il Graben di Magliano, fino a raggiungere il complesso calcareo di Monte Vesole.

Dall'osservazione della topografia del Massiccio del Cervati si osservano numerosi bacini chiusi, alcuni dei quali drenati da inghiottitoi.

PIANO DEL PARCO

Per quanto riguarda il deflusso idrico sotterraneo, si può ipotizzare la presenza di un'unica falda basale profonda, caratterizzata da una bassissima pendenza (0.5 ÷1%) come può essere dedotto dalle quote delle sorgenti ad elevata portata che si trovano lungo il contatto della struttura carbonatica con le formazioni terrigene.

Le principali direttrici strutturali costituiscono un importante elemento che influenza la circolazione idrica sotterranea; possono essere via preferenziale per il deflusso idrico o un ostacolo in presenza di cataclasiti.

In particolare la faglia dello Scanno dei Vallicelli (Monte San Giacomo) taglia la struttura con andamento sud-est nord-ovest rappresentando un importante spartiacque sotterraneo.

1.3.3 Caratterizzazione idrogeologica dei massicci terrigeni

Le strutture idrogeologiche terrigene nel territorio dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele sono costituite, in termini litologico-stratigrafici, dalle successioni conglomeratico-arenaceo-marnoso-argillose ascrivibili alla parte alta del "Flysch del Cilento" (Auct.), recentemente suddiviso in un "Gruppo del Cilento" (Bonardi et alii, 1988) e in una serie di Formazioni minori, tra le quali la Formazione di M.te Sacro. Il "Gruppo del Cilento" rappresenterebbe un sistema torbiditico inframediomiocenico (Burdigaliano sup. – Langhiano), successivo ad una fase tettonica burdigaliana, con la quale le Unità Liguridi si sono sovrapposte sulle porzioni più interne dei domini esterni appenninici (Bonardi et alii, 1988).

Tale successione affiora diffusamente nel territorio del Parco Nazionale del Cilento e del Vallo di Diano da Nord-Ovest verso Sud-Est con le strutture di M.te della Stella, M.te Sacro e M.te Centaurino.

La circolazione idrica sotterranea nelle strutture terrigene avviene con modalità nettamente differenti rispetto ai domini carbonatici, in quanto essa assume caratteristiche differenti a seconda del litotipo interessato e del suo particolare assetto giaciturale e strutturale; trattasi, inoltre, di una circolazione idrica sotterranea relativamente superficiale che si instaura, in larga parte, nella porzione alterata del substrato litoide e che genera numerose sorgenti sul territorio ma quasi tutte di piccola entità (pochi l/s).

PIANO DEL PARCO

Recentemente i terreni appartenenti al “Gruppo del Cilento” sono stati oggetto di studi idrogeologici approfonditi, i quali hanno suddiviso le successioni terrigene in esame nei seguenti complessi idrogeologici:

- Complesso arenaceo-marnoso-argilloso (Guida et alii, 1980), rappresentato dalle formazioni terrigene su cui poggia ed esordisce il “Gruppo del Cilento”; trattasi di un impermeabile relativo a scala regionale.
- Complesso arenaceo-conglomeratico (Guida et alii, 1980), costituito dalla parte medio-alta del “Gruppo del Cilento”; presenta un grado di permeabilità medio-scarso per porosità e fratturazione.
- Complesso conglomeratico-arenaceo (Guida et alii, 1980), comprendente i terreni della parte alta del “Gruppo del Cilento” e superiori come la Formazione di M.te Sacro; esso genera i migliori acquiferi dell’area grazie all’elevato grado di permeabilità per porosità e fratturazione.
- Complesso marnoso-calcareo (De Vita et alii, 1994) raggruppante i due megastrati torbiditici della Formazione di San Mauro, i quali si presentano mediamente permeabili per fratturazione e subordinatamente per porosità.
- Complesso detritico (Guida et alii, 1980), rappresentato dai depositi detritici di alterazione in posto e dai depositi di frana; genera un grado alto di permeabilità per porosità ma il suo ruolo idrogeologico è irrilevante per il frazionamento e per gli esigui spessori.
- Complesso alluvionale (Guida et alii, 1980), costituito dai depositi detritici di fondovalle dei corsi d’acqua principali, presenta, anch’esso, come il precedente, un grado alto di permeabilità per porosità.

Per quanto riguarda il coefficiente d’infiltrazione potenziale (C.I.P.), che rappresenta un indice del grado di permeabilità, è stato stimato che esso non supera il 30 % per la Formazione di M.te Sacro (Celico P. et alii, 1993), che si attesta intorno al 20-25 % per la parte medio-alta del “Gruppo del Cilento” (Celico P. et alii, 1994), e che non supera il 10 % per i terreni su cui poggia ed esordisce il “Gruppo del Cilento” (Guida D. et alii, 1980).

Il miglior acquifero terrigeno dell’area cilentana è perciò rappresentato dalla struttura idrogeologica di Monte Sacro, dove affiora una sequenza sedimentaria di tipo conglomeratico-arenacea (Formazione di M.te Sacro) capace, per le sue caratteristiche idrogeologiche ed areali, di accumulare e far circolare quantitativi idrici

nettamente superiori rispetto alle altre strutture terrigene (M.te della Stella, M.te Centaurino, M.te Farneta, M.te Pruno, etc.).

1.3.4 Strutture idrogeologiche maggiori (M.te Sacro, M.te della Stella e M.te Centaurino)

Struttura idrogeologica di M.te Sacro

Per le sue caratteristiche sedimentologiche e strutturali, la Formazione di M.te Sacro (Selli R., 1962) rende l'omonima struttura idrogeologica il miglior acquifero terrigeno dell'area cilentana, in quanto la potente successione (circa 600 m) di conglomerati a matrice prevalente ed arenarie grossolane, e la particolare struttura sinclinalica, permettono l'immagazzinamento di riserve idriche permanenti con numerose emergenze sorgentizie, soprattutto sul lato occidentale. E' infatti su questo lato che il contatto con la cintura impermeabile sottostante, rappresentata da un livello ad olistostroma argilloso-marnoso, si ritrova a quote inferiori rispetto agli altri versanti (Guida et alii, 1980), generando così numerose sorgenti per "soglia sottoimposta" (Civita, 1972), (Sorgenti del Giuso, Vallone di Castro, Uomo Morto, Scaricatoio, Felcio, Fiume Freddo, Amarena, Acqua Vollara etc.), alcune delle quali superano anche i 30-40 l/s.

L'alto grado di permeabilità per porosità e fratturazione, dovuto al basso grado di cementazione della roccia, al notevole sistema di fratturazione (Celico P. et alii, 1993) ed alla sporadica presenza di livelli argillosi lentiformi, permette all'acqua di raggiungere profondità maggiori rispetto alle altre strutture terrigene, aumentando notevolmente la capacità ricettiva e di accumulo di questi terreni.

La struttura idrogeologica di M.te Sacro è suddivisa in due settori da un lineamento tettonico a Nord di M.te Scuro, il quale individua la substruttura di M.te Falascoso-M.te Sacro, con un verso di deflusso preferenziale da E verso W e la substruttura di M.te Scuro, caratterizzata da una circolazione idrica sotterranea che avviene da E-NE verso S-SW.

Il bilancio idrologico della struttura di M.te Sacro, effettuato con i dati pluviometrici relativi agli anni 1921-1970 (Guida et alii, 1980) e con un C.I.P pari al 27 % (Celico P. et alii, 1993) ha portato alla quasi parità tra l'infiltrazione efficace ($10.31 \cdot 10^6$ m³/anno) e le portate sorgive ($10.27 \cdot 10^6$ m³/anno), per cui si ritiene che la struttura risulti essenzialmente chiusa e, considerati i quantitativi idrici captati (circa il 50 % dell'le), ancora più sfruttabile (Marrocco, 2000).

Struttura idrogeologica di M.te della Stella

Il Monte della Stella, con i suoi 1130 m s.l.m., rappresenta il rilievo montuoso più alto del Cilento antico, cioè quello che si estende tra il fiume Solofrone a Nord ed il fiume Alento a Sud-Est. La successione terrigena affiorante lungo la sezione di Monte della Stella appartiene alla parte medio alta del “Gruppo del Cilento” (Formazioni di Pollica e San Mauro) e di notevole importanza dal punto di vista idrogeologico, sono i due megastrati calcareo-marnosi all’interno della Formazione di San Mauro, i quali, con spessori di 65 m e 35 m, condizionano notevolmente la circolazione idrica sotterranea. La struttura geologica del Monte della Stella, ritenuta da sempre di tipo monoclinale, è, in effetti, caratterizzata da un andamento sinclinalico con asse orientato NW-SE, a testimonianza, insieme con le orientazioni degli assi delle pieghe minori, di un regime di raccorciamento a vergenza sudoccidentale (Marrocco, 1998).

Per quanto riguarda l'idrodinamica sotterranea, la struttura in oggetto drena, preferenzialmente, verso Nord, a testimonianza delle numerose sorgenti, delle quali, solamente qualcuna (Donnofierro, Sorbo, Acquacoperta e Faito) raggiunge i 5 l/s nei periodi di massimo afflusso idrico. Tutto ciò è spiegabile in quanto, trattandosi di una circolazione idrica che avviene a falde sospese in corrispondenza dei termini litostratigrafici più potenti e fratturati, tamponati dalle intercalazioni pelitiche, l'acqua tende a defluire parallelamente all'assetto giaciturale; inoltre, le caratteristiche strutturali dell'area, in termini di orientamento della fratturazione, conferiscono alla struttura idrogeologica una componente della conducibilità idraulica maggiore verso Nord (Marrocco, 1998).

I due megastrati calcareo-marnosi, invece, agiscono come delle “gronde” (Casciello et alii, 1994) raccogliendo le acque zenitali e quelle provenienti dal complesso superiore e convogliandole verso i punti più depressi del contatto con l'impermeabile relativo sottostante (Sorgenti Amalafede, Cannavata, Cornale, Piano delle Corti, Cosentini etc.). Il complesso superiore arenaceo-conglomeratico rappresenta, grazie alla maggiore estensione areale ed al grado di approfondimento idrico maggiore, il miglior acquifero dell'area e, dal bilancio idrologico effettuato su di esso, utilizzando i dati pluviometrici relativi alle stazioni presenti nel bacino del fiume Alento, tra gli anni 1921-1977, si evince che le portate sorgive rappresentano solamente il 27 % dell'infiltrazione efficace, lasciando presupporre l'esistenza di altri recapiti del deflusso idrico sotterraneo sotto forma di discontinuità strutturali, linee d'impluvio e travasi verso le coperture terrigene quaternarie (Marrocco, Struttura idrogeologica di M.te Centaurino)

Per i caratteri litostratigrafici la struttura idrogeologica di M.te Centaurino presenta caratteristiche analoghe a quella di M.te Sacro, infatti, anche in questo caso, la

PIANO DEL PARCO

Formazione di M.te Sacro è sovrapposta ad un livello ad olistostroma argilloso-marnoso, capace di definire un acquifero superiore e permettere la fuoriuscita delle acque sotterranee per “soglia sottoimposta” (Civita, 1972).

La successione stratigrafica continua verso il basso con conglomerati, arenarie e rari livelli siltosi intervallate da un secondo livello ad olistostroma argilloso-marnoso (Guida D. et alii, 1988).

La struttura geologica di M.te Centaurino è riconducibile ad una originaria monoclinale sbloccata in seguito da vari eventi tettonici che hanno portato a farle assumere un aspetto sinclinalico ma che, nel complesso, è formata da un insieme di substrutture con giaciture convergenti (Massimi et alii, 1995).

Nel complesso superiore conglomeratico-arenaceo il deflusso preferenziale avviene da W verso E, cioè verso i punti più depressi del contatto con la roccia impermeabile argilloso-marnosa sottostante, generando le sorgenti con maggior portata (pochi l/s) quali Acqua di Frascio, Grottacchio, Del Pero, Pantano dei Preti e Tre Fontane. Anche se in maniera minore è presente un certo deflusso verso Ovest che va ad alimentare la sorgente Pietrecupe; inoltre, date le notevoli discontinuità strutturali, sono da ipotizzare anche cospicui travasi idrici verso il complesso inferiore (Massimi et alii, 1995), nel quale non esiste un verso di deflusso preferenziale ma la circolazione idrica sotterranea avviene in tutte le direzioni per la presenza di numerosi sistemi di faglie.

Dal bilancio idrologico si evince che solamente il 23 % della potenzialità idrica sotterranea è stato individuato come emergenze di sorgenti e che quindi esistono altri recapiti idrici non noti, da individuare soprattutto negli impluvi, nelle coltri d’alterazione superficiali e nei depositi di frana.

1.3.5 Strutture idrogeologiche minori (Pisciotta-San Mauro La Bruca)

Struttura idrogeologica di Pisciotta-San Mauro La Bruca

Tale struttura idrogeologica è costituita dal complesso arenaceo-conglomeratico affiorante lungo una fascia estesa in direzione NE-SW, dalle pendici sudoccidentali del M.te Sacro fino alla costa. Il tamponamento del complesso inferiore arenaceo-marnoso-argilloso provoca, in vari punti, emergenze sorgentizie di pochi litri al secondo ma, in effetti, la circolazione idrica sotterranea sembra essere controllata maggiormente dal fitto sistema di faglie.

1.3.6 Carta della Permeabilità

Intendendo per complesso idrogeologico un insieme di termini litologici simili aventi una comprovata unità spaziale e giaciturale, un tipo di permeabilità prevalente comune ed un grado di permeabilità relativa che si mantiene in un campo di variazione piuttosto ristretto (Civita, 1973) si è provveduto, al fine della redazione della Carta Idrogeologica e della relativa Legenda, ad accorpare in ogni complesso idrogeologico tutti i “termini litologici” aventi le caratteristiche geologiche ed idrogeologiche inserite nella definizione.

In relazione alle problematiche idrogeologiche di base in termini di modalità e quantità della circolazione idrica sotterranea, i termini litologici affioranti nell'area in esame sono stati accorpati in tre grandi categorie dalle quali poi, con successivi approfondimenti, sono scaturiti i vari complessi idrogeologici.

In tal modo, sulla scorta delle conoscenze geo-litologiche ed idrogeologiche, si è giunti alla definizione di sedici complessi idrogeologici differenziabili per tipo e grado di permeabilità relativa, nonché, in molti casi, per le differenti modalità di circolazione idrica sotterranea; per quanto riguarda gli intervalli dei valori di permeabilità assoluta (K cm/sec) essi sono scaturiti da osservazioni basate anche sui risultati di indagini idrogeologiche in situ, pubblicazioni, lavori scientifici, e quant'altro si fosse reso utile.

La prima categoria di complessi idrogeologici è quella relativa ai depositi quaternari di copertura di origine continentale (complessi idrogeologici **tr**, **dt**, **cgs**, **a** ed **s**), costituiti rispettivamente dai depositi travertinosi di Paestum e Capaccio, detriti di falda dei M.ti Soprano, Sottano, Chianiello, Cervati, e Bulgheria, conglomerati e sabbie di origine deltizia e lacustre (Licusati, S.S. 517 Sanza Buonabiacolo), alluvioni antiche e recenti dei principali corsi d'acqua quali i fiumi Testene, Alento, Lambro, Mingardo e Bussento e depositi di ambiente di spiaggia antichi e recenti quali dune e calcareniti organogene, individuabili lungo tutta la fascia costiera e precisamente nei tratti di costa bassa che vanno da Sapri a Scario, da Palinuro a Marina di Pisciotta, da Torre del Telegrafo a Casalvelino, Acciaroli, Santa Maria di Castellabare e infine il tratto di costa antistante la piana di Paestum.

Questa categoria di complessi mostra un tipo di permeabilità per porosità ed un grado alto nei termini conglomeratici (complessi **dt**, **cgs**) e medio-alto in quelli sabbiosolimosi (complessi **a**, **s**).

PIANO DEL PARCO

La seconda categoria di complessi idrogeologici è quella relativa ai terreni del substrato litoide carbonatico, costituiti principalmente da rocce calcaree di età mesozoica e che generano le principali unità idrogeologiche dell'area.

I complessi calcareo-dolomitico-marnosi (**Cc**, **C**, **D** e **Cm**), per le loro caratteristiche di alta permeabilità secondaria dovuta allo sviluppato sistema di fratturazione ed ai fenomeni carsici, rappresentano l'ossatura dei principali sistemi acquiferi, generando le unità idrogeologiche del M.te Bulgheria, M.te Cervati-M.te Vesole, M.te Forcella-M.te Salice-M.te Coccovello, M.te Motola e M.ti Alburni.

Le differenziazioni all'interno di questa categoria sono avvenute dalla distinzione dei termini prevalentemente calcarei (**Cc** e **C**), con **Cc** più carsificato e fratturato rispetto a **C**, da quelli più strettamente dolomitici (**D**) e calcareo-marnosi (**Cm**), in quanto la circolazione idrica sotterranea, come è noto, risente molto della presenza di interstrati marnosi e delle sequenze dolomitiche, sotto forma, rispettivamente, di una permeabilità minore nella direzione verticale e di un meno sviluppato fenomeno carsico.

La terza categoria di complessi idrogeologici è quella dei termini terrigeni di origine Flyschoidi (**Cg**, **ArCg**, **M**, **Ol** ed **A**); essi presentano permeabilità relative da medio-alta (**Cg**) a bassa (**A**) ed un tipo di permeabilità per fratturazione e porosità.

La differenziazione all'interno di questa categoria è avvenuta, principalmente, tenendo conto del tipo di deposito, della granulometria dei terreni, dello spessore dei termini litologici, delle aree di affioramento e della presenza o meno di interstrati marnosi.

Le sovrapposizioni di questi complessi terrigeni danno luogo alle strutture idrogeologiche di M.te Sacro, M.te della Stella, M.te Centaurino, Pisciotta, ecc., di cui la principale è sicuramente quella di M.te Sacro, grazie alla presenza del complesso conglomeratico sulla parte sommitale.

1.4 Aspetti geolitologici

La Carta Geolitologica è stata redatta al fine di evidenziare le diverse caratteristiche litologiche associate alle unità litostratigrafiche affioranti nel territorio Cilentano, ricompreso nell'Autorità di Bacino Sinistra Sele.

PIANO DEL PARCO

La redazione della stessa è avvenuta mediante un rilevamento di campagna per una carta geologica tradizionale con approfondimenti di tipo idrogeologico e strutturale, e nella stesura della carta geolitologica, si è tenuto conto dei richiami formazionali e della tettonica principale.

Le informazioni così ottenute, alle varie scale e con finalità e criteri diversi, sono state riviste, uniformate ed integrate nel quadro delle nuove conoscenze geologiche per ottenere, a livello dell'intero territorio dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele, un quadro omogeneo delle principali caratteristiche geolitologiche.

Per la realizzazione di tale carta è stato necessario prendere in esame non solo la natura litologica dei terreni affioranti ma anche tutta una serie di caratteristiche fisiche quali la compattezza, la presenza di strutture sedimentarie e tettoniche.

Sinteticamente la Carta Geolitologica deriva dall'accorpamento delle formazioni presenti nella carta geologica al fine di raggruppare le unità litostratigrafiche omogenee sotto il profilo delle caratteristiche tecniche più salienti.

Nelle formazioni geologiche strutturalmente complesse sono state fatte delle valutazioni approfondite poiché, nella descrizione delle formazioni geologiche, possono prevalere alcuni litotipi ma, ad un'attenta valutazione di campagna sugli affioramenti, possono risultare caratteristiche tali per cui le formazioni in oggetto vengono inserite in una diversa tipologia di complessi litologici.

Un tipico esempio può essere la Formazione del Saraceno (Unità Nord-Calabrese) che, pur essendo costituita da una prevalenza di calcareniti brune e nere, per le sue caratteristiche intrinseche, ha comportamenti che non corrispondono a quelli dei complessi calcarei ma bensì a quelli più strettamente arenacei sottilmente stratificati e deformati.

La carta geolitologica è una rappresentazione delle successioni geologiche pre-quadernarie e, nel caso di successioni con spessore superiore ai 30 metri, quadernarie.

Questo tipo di esemplificazione è stato motivato dalla necessità di costruire una cartografia di base che fosse funzione della metodologia procedurale di redazione dell'Unità Territoriale di Riferimento (De Vita et alii, 1994).

Ai fini di una migliore comprensione delle aree di riscontro dei vari complessi litologici si è preferito far riferimento alle aree di affioramento a cui si riferiscono le varie formazioni.

PIANO DEL PARCO

Ai fini di un'esemplificazione, relativamente alla cartografia proposta, si riconoscono le seguenti **classi litologiche pre-quadernarie**:

- **(Abk)** *Complesso litologico a prevalente componente argillosa a "blocchi"*; Raggruppa principalmente le formazioni terrigene delle successioni carbonatiche fra le quali la Formazione di Piaggine-Torrente Raganello all'altezza del Membro delle "Argille a Blocchi" (Unità Alburno-Cervati-Pollino), Formazione di Torre Orsaia (Unità Monte Bulgheria) e la Formazione del Bifurto (Unità Alburno-Cervati-Pollino). Tale complesso trova riscontro nell'area depressa interposta tra il Monte Sottano e Soprano e nel territorio posto a meridione del Monte Cervati sottendendo il territorio del Bacino del Bussento
- **(Abx)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da argille rosse bauxitiche*; Questo complesso consiste nella rappresentazione di un livello geologico (Argille rosse bauxitiche) all'interno della Formazione di Cerchiara-Roccadaspide. Affiora nei pressi del margine occidentale del Monte Sottano, alla Raia del Pedale, nel territorio del Bussento nonché tra Sapri e Torraca (Unità Alburno-Cervati-Pollino).
- **(Amq)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da argilliti, marne e quarzoareniti*; Rappresenta sostanzialmente la Formazione delle Crete Nere (Unità Nord-Calabrese) ed affiora nel settore più meridionale dell'area di studio con notevole implicazione nei fenomeni gravitativi.
- **(Ams)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da argilliti, marne, calcilutiti silicifere*; Anche in questo complesso è stato necessario discernere all'interno della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento) il Membro di Caporra. L'affioramento più importante si trova nei pressi di Rofrano.
- **(Ara)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da arenarie alternate da argille e siltiti*; Si tratta di un affioramento localizzato alla base del Monte Centaurino e definito come Membro delle Arenarie a straterelli all'interno della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento). Altri affioramenti riconosciuti in questa classe litologica e poco rappresentati nell'area di studio raggruppano la Successione di Castel San Lorenzo (Unità Sicilide).
- **(Arcg)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da arenarie e conglomerati*; Questo complesso, sicuramente tra i più rappresentativi nei rilievi terrigeni, raggruppa parte della Formazione di Pollica (Gruppo del Cilento) e della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento). Tale complesso litologico

PIANO DEL PARCO

trova riscontro a Monte Sacro, Novi Velia, Vallo della Lucania, Pisciotta ed in una vasta area orientata lungo la dirattrice che va da Monte Vesalo ad Omignano.

- **(Armc)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da arenarie e marne*; Si tratta di una successione che raggruppa i membri basali della Formazione di Pollica (Gruppo del Cilento) e la Formazione del Saraceno (Unità Nord Calabrese). Quest'ultima è in realtà prevalentemente calcarenitica ed è stata inserita in questo complesso per i motivi descritti in precedenza. Si trova rispondenza a questo complesso litologico nel territorio compreso tra Monte Sottano e Monte Stella e presso il Monte Centaurino.
- **(Avbk)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da argille varicolori caotiche a blocchi*; Costituisce sicuramente il complesso più rappresentativo ed anche meno definito almeno per i Terreni ad "Affinità Sicilide" (Unità Liguridi). Si riportano in questa classe il Flysch nero (Unità Monte Bulgheria) e le poco rappresentative per l'area di studio Argille varicolori (Unità Sicilide). Trova riscontro nell'area del Monte Bulgheria.
- **(Cd)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da calcari e calcari dolomitici*; Riunisce la Formazione dei Calcari a "Requienia" (Unità Alburno-Cervati-Pollino) e la Formazione di Camerota (Unità Monte Bulgheria).
- **(Cg)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da conglomerati*; Questo complesso, come quello arenaceo, è sicuramente tra i più rappresentativi nei rilievi terrigeni e raggruppa la Successione del Monte Stella e la Successione conglomeratica della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento).
- **(C)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da calcareniti, calcilutiti e calcari oolitici*; E' il complesso che rappresenta meglio le successioni carbonatiche di piattaforma in quanto riunisce la Successione dei Calcari a Clorocorodopsis, la Successione dei Calcari a "Rudiste", la Formazione di Cerchiera – Roccadaspide (Unità Alburno-Cervati-Pollino), la Formazione dei Calcari a frammenti di Rudiste, la Formazione di Monte Capitenali e la Successione dei Calcari oolitici (Unità Monte Bulgheria).
- **(Cgar)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da conglomerati ed arenarie*; Rappresenta interamente la Formazione di Monte Sacro (Gruppo del Cilento).

PIANO DEL PARCO

- **(Cm)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da calcareniti e calciruditi marnose*; Rappresenta una diversificazione delle successioni di piattaforma per la presenza di limitati livelli argilloso-marnosi presenti nella Formazione di Trentinara, e nella Formazione di Piaggine-Torrente Raganello (Unità Alburno-Cervati-Pollino).
- **(Cmr)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da marne calcaree e calcilutiti*; Questo complesso rappresenta una importante singolarità geologica affiorante nei pressi di Centola e denominata Formazione della "Scaglia rossa" (Unità Monte Bulgheria).
- **(Csx)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da calcari con selce*; In questo complesso viene identificata per l'area cilentana la Formazione dei Calcari con selce (Unità Monte Bulgheria). Diversamente non vengono riconosciuti affioramenti della più nota Formazione di bacino dei Calcari con Selce tipica delle Unità Lagonegresi.
- **(Dx)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da dolomie e calcari*; Si riconosce, nella Formazione delle Dolomie Nere (Unità Monte Bulgheria), la formazione più antica affiorante dell'area di studio.
- **(Mar)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da marne ed arenarie*; Vengono comprese in questa categoria litologica la Successione di Albanella (Unità Sicilide) ed il Megastrato di Marna a fogliarina della Formazione di San Mauro (Gruppo del Cilento).
- **(Mc)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da marne e marne argillose*; Si tratta di un'altra singolarità geologica affiorante nella località da cui prende il nome la Formazione delle marne gialle di Monte Picotta (Unità Monte Bulgheria).
- **(Marcg)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da marne, marne siltose, arenarie e conglomerati*; In questo complesso vengono raggruppate le successioni torbiditiche caratterizzate in affioramento da alternanze di più litologie a cui si riferiscono la Formazione di San Mauro ed il Megastrato di marna a fogliarina nella Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento).
- **(Olbk)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da olistoliti in rocce basiche in olistostroma*; In questo complesso si identifica un'altra particolarità geologica costituita dall'Olistostroma della Formazione del Torrente Bruca (Gruppo del Cilento), ed affiorante unicamente al Monte Centaurino.

Come descritto in precedenza per motivi di spessore ed estensione vengono riportate in cartografia le seguenti **classi litologiche quaternarie**:

- **(tr)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da travertino*; Viene rappresentato in cartografia esclusivamente il Travertino della Piana di Paestum (Travertino in depositi detritici e litici antichi recenti ed attuali).
- **(sg)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da sabbia e ghiaia fluviale*; In questo complesso litologico sono rappresentati tutti i depositi di spiaggia ed i depositi di duna non discriminabili dal substrato.
- **(gs)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da ghiaia e sabbia marina*; Si tratta di un affioramento nei pressi di Camerota dove viene identificata la Successione di Licusati (Deposit di spiaggia e litorali antichi).
- **(l)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da limi e suoli limosi*; Vengono ricondotti in questo complesso i depositi alluvionali e lacustri antichi presenti nella Piana di Paestum e nel territorio del Comune di Sanza.
- **(cgs)** *Complesso litologico costituito prevalentemente da conglomerati e ghiaie antiche a blocchi*; I Conglomerati di Centola (Deposit alluvionali e lacustri antichi) sono i depositi quaternari più rappresentativi nella bibliografia geologica. Affiorano estesamente nell'omonima località di Centola ed in piccole plaghe nell'alta valle del Mingardo.

1.5 Aspetti geomorfologici

L'attuale fisionomia acquisita dalla regione cilentana ricadente nel limite dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele rappresenta il prodotto risultante dal controllo strutturale e morfogenetico prodotto sui rilievi dalla tettonica recente e dalle vicissitudini climatiche.

E' evidente una sostanziale disparità fra i massicci carbonatici, costituenti le dorsali ed i rilievi discontinui nel settore nord-orientale ed orientale della "Provincia Morfostrutturale" (Guida et alii, 1996), ed i rilievi terrigeni affioranti nel settore sudoccidentale lungo una larga fascia compresa fra la Piana del Sele ed il Golfo di Sapri.

Lo studio geomorfologico, accompagnato da un'analisi aerofotogeologica, evidenzia nell'area una serie di morfologie ed alcune singolarità morfologiche.

PIANO DEL PARCO

Una tra le più importanti singolarità geomorfologiche è, sicuramente, il Monte Bulgheria, che si trova lungo il margine tirrenico della catena sudappenninica campano-lucana e consiste in un'entità fisiografica costituita da litotipi carbonatici (Unità Monte Bulgheria) su cui si conservano ben evidenti forme modellate insieme ad una serie di unità deposizionali plio-quadernarie.

Sui corpi geologici così strutturati a seguito della tetto-genesi, già a partire dalla emersione della catena, avvenuta a partire dal Miocene terminale, si è impostato un modellamento polifasico e poligenico che ha portato allo smantellamento delle coperture terrigene pre e sinorogene dei massicci carbonatici.

Studi geologici e geomorfologici testimoniano, durante tutto il Pliocene e fino al Pleistocene Inferiore - medio, movimenti verticali e trascorrenti a scala regionale (Turco e Malito, 1988; Brancaccio e Cinque, 1995; Ascione, 1995). Gli effetti combinati del controllo strutturale acquisito dalla tetto-genesi, della neotettonica, della morfogenesi e delle oscillazioni glacioeustatiche del livello del mare, hanno condotto alla formazione delle principali morfostrutture riconosciute nel Cilento.

Si possono riconoscere le seguenti morfostrutture principali, descritte da Nord a Sud e raggruppate secondo i loro caratteri fondamentali:

- ❖ Morfostrutture dei massicci montuosi carbonatici (M.te Alburno, M.te Motola , M.te Vesole-Chianello, M.te Cervati, M.te Rotondo-Forcella, M.te Bulgheria, M.te Cocuzzo-Serralunga). Tutte queste morfostrutture, di cui a luoghi ancora si riconosce l'originario assetto monoclinale ed emianticlinale, sono caratterizzate da lembi, più o meno estesi e disposti su varie quote, di superfici carsiche sommitali, con doline e campi carsici, e da grandi versanti bordieri relativamente acclivi con il tipico aspetto rupestre ed il profilo poco regolarizzato, con i piedimonti costituiti in genere da paesaggi collinari evoluti su terreni argillosi, disposti in forma di depressioni intermontane. I massicci sono profondamente carsificati con sistemi ipogei sviluppati, sia orizzontalmente che verticalmente, di notevole interesse speleologico e socio-economico (Santo A., 1988, 1990, 1991, 1993).
- ❖ Morfostrutture dei massicci montuosi terrigeni (M.-te Stella M.te Sacro M.te Centaurino M.ti di Pisciotta). Al contrario delle precedenti, queste presentano lembi molto più limitati di paesaggi sommitali, in quanto l'attività di smantellamento areale e lineare dei corsi d'acqua ha fatto arretrare talmente le testate vallive da serrare quasi completamente gli spartiacque ridotti a displuvi stretti ed irregolari. I versanti bordieri, residui del modellamento passato, sono

PIANO DEL PARCO

ridotti a tipiche “faccette triangolari” disposte in forma di interfluvi tra gli sbocchi dei valloni principali. Il profilo irregolare dei rilievi risente della alternanza di successioni litologiche a diversa competenza, modellate secondo il meccanismo della morfoselezione.

- ❖ Morfostrutture dei rilievi alto collinari (Valle dell’alto Calore Salernitano Valle dell’alto Alento, Valle dell’alto Mingardo, Valle del medio e basso Bussento). Costituiscono la tipica morfologia alto-collinare, con crinali sommitali che non superano gli 800 metri, modellati in tempi successivi a quelli delle superfici dei massicci maggiori; i versanti conservano ancora tracce del controllo strutturale, anche se il reticolo drenante è sensibilmente influenzato dagli eventi erosivi e gravitativi (frane). E’ nell’ambito di queste morfostrutture che si è svolta maggiormente l’occupazione antropica del territorio durante i secoli, e dove si registrano le modificazioni, positive e negative, indotte dalle attività umane.
- ❖ Morfostrutture dei rilievi basso collinari (Valle del basso Alento e Fiumarella di Ascea, del Basso Mingardo e Lambro e del Bussento caratterizzati da quote che in genere non superano i 400 m e da morfologie ondulate con un reticolo drenante ad andamento detritico.
- ❖ Morfostrutture alluvionali (Piana del Sele, Valle del Tanagro, Valle del Solofrone, Vallo di Diano, Piana dell’Alento, Valle medio-bassa del Lambro e Mingardo, Golfo di Policastro). Costituiscono l’effetto deposizionale di tutti gli eventi morfogenetici avvenuti nelle zone a monte. L’epoca di impostazione di questi bassi strutturali, sede di intensi fenomeni di alluvionamento, è da attribuire al Pleistocene Inferiore, se come “marker” si utilizza l’unica formazione presente in Cilento attribuibile a quell’intervallo temporale: la formazione dei Conglomerati di Centola.

Legati a tutte queste morfostrutture sono anche gli ambiti costieri che hanno ciascuno una propria peculiarità geomorfologica e che non è possibile inquadrare a scala generale.

La carta geomorfologica proposta si basa su una rigorosa classificazione tassonomica delle entità territoriali al fine di ottenere unità cartografabili omogenee. Questo in prospettiva di applicazione dei criteri che concorrono a caratterizzare le Unità Territoriali di Riferimento (Guida et alii 1994)

Con questa logica si è cercato di individuare, all’interno della “Provincia Mostrutturale Cilentana”, una serie di entità significative per la scala di rappresentazione al 25.000.

PIANO DEL PARCO

Queste diverse entità tassonomiche sono così ripartite:

- ❖ Sistema Morfologico: rappresenta l'entità territoriale più elevata e viene differenziata a scala regionale attraverso le proprie caratteristiche orografiche ed altimetriche (Guida et alii, 1994);
- ❖ Unità Morfologica: viene rappresentata l'entità territoriale geomorfologica che si differenzia per caratteristiche altimetriche e morfometriche omogenee (Guida et alii, 1994);
- ❖ Morfotipo: riproduce l'entità più elementare riportata in cartografia e viene individuata per gli aspetti morfometrici e morfogenetici; nello specifico si tratta di morfosingolarità per carattere di unicità e singolarità (Guida et alii, 1994).

La schematizzazione riportata per la redazione della Carta Geomorfologica si basa su una classificazione tassonomica di tipo gerarchico e sulla nidificazione progressiva delle varie unità tematiche.

Il *Sistema Morfologico di Versante* rappresentabile in scala 1:100.000 viene a suddividersi alla scala 1:50.000 in diverse *Unità Morfologiche* che per le caratteristiche altimetriche e morfometriche può essere un *Versante Montuoso* o un *Versante Collinare*. A loro volta alla scala di rappresentazione più bassa, come il 25.000, a cui noi facciamo riferimento per la redazione della Carta Geomorfologica, vengono rappresentati i *Morfotipi* che ereditano in maniera gerarchicamente nidificata le informazioni contenute nelle scale a minor dettaglio.

Il *Morfotipo* descrive le entità territoriali di tipo geomorfologico con una rappresentazione omogenea per caratteri morfometrici e morfogenetici. Ad esempio il Morfotipo "*Valletta a fondo concavo*" eredita l'attributo di appartenenza al Sistema ed all'Unità Morfologica di Versante Collinare o Montuoso ed è caratterizzato da una depressione topografica allungata lungo la direttrice di massima pendenza con la caratteristica di avere una base dilatata per cui a "fondo concavo". Le vallette sono nella maggior parte dei casi colmate da depositi eluvio-colluviali e si trovano frequentemente distribuite sul territorio in maniera isolata, in testata a nicchie di frana o conoidi colluviali.

Un esempio di suddivisione rappresentato nella legenda della Carta Geomorfologica è raffigurato nella tabella seguente:

Sistema Morfologico	Unità Morfologica	Morfotipo
⊖ ⊗ ⊕	Crinale montagnoso principale	Cresta

PIANO DEL PARCO

	Crinale montagnoso secondario Spianata carsica Crinale collinare principale Crinale collinare secondario	Conca tettonocarsica Rilievo isolato Versante strutturale
Versante	Versante montagnoso Ripiano intermedio di versante montagnoso Ripiano intermedio di versante collinare Versante pedemontano Versante collinare Versante costiero Pendice	Faccetta triangolare Forra “Talus” Impluvio Valletta a fondo concavo Fosso Alvei incassati Alveo torrentizio di magra Conoide alluvionale Conoide colluviale Conoide detritica Frana
Fondovalle	Pianura/Fondovalle	Alveo fluviale di magra Alveo fluviale di piena Base di scarpata fluviale soggetta a scalzamento
	Piana costiera recente	Terrazzo fluviale Costa alta Costa bassa Terrazzo marino antico

La carta Geomorfológica così strutturata costituisce un valido veicolo a supporto di tutte le cartografie di analisi dei fenomeni gravitativi.

Al fine di una migliore comprensione della cartografia proposta si è cercato di analizzare i vari aspetti geomorfologici proposti i legenda:

- **Crinale**

- ❖ **Crinale Montagnoso principale:** evidenzia le aree topograficamente più elevate dei versanti montagnosi. Appartengono a questa classe tutti rilievi carbonatici più rappresentativi (Cervati, Vesalo, Bulbheria, etc) ed i principali rilievi terrigeni (Monte Sacro, Centaurino, Monte Stella)

* **Creste:** costituiscono le aree di massima elevazione dei rilievi

- ❖ **Crinale Montagnoso secondario:** evidenzia le aree topograficamente più elevate dei versanti montagnosi gerarchicamente meno rappresentativi dei primi in quanto spesso posti ortogonalmente all'andamento del versante. Vengono riconosciuti in questa classe ancora una volta tutti rilievi carbonatici più rappresentativi (Cervati, Vesalo,

PIANO DEL PARCO

Bulbheria, etc) ed i principali rilievi terrigeni (Monte Sacro, Centaurino, Monte Stella)

- ❖ **Spianata carsica:** Rappresenta quelle forme carsiche poste alla sommità dei massicci carbonatici come rappresentato dai rilievi del Cervati, i rilievi di Sanza e buona parte di quelli del Bussento

- * **Conca tettonocarsica:** costituiscono le aree con presenza di doline, pozzi carsici o inghiottitoi. Si tratta di luoghi con forma carsica superficiale costituita da una depressione chiusa, che si origina per dissoluzione di rocce calcaree o di altre rocce solubili ad opera di acque di ruscellamento convogliate verso punti di drenaggio sotterraneo. Le più diffuse sono le doline che spesso hanno un diametro variabile da qualche metro al chilometro e una profondità da qualche metro a poche centinaia di metri. La loro forma più comune è troncoconica, ampia e poco profonda, ma può essere anche emisferica, conica o subcilindrica; la forma in pianta può essere circolare, ellittica o irregolare. Caratterizza i pianori di alta quota del Monte Cervati.

- ❖ **Crinale collinare:** evidenzia le aree topograficamente più elevate dei versanti collinari. Vengono riconosciuti in questa classe ancora una volta tutti i rilievi collinari di cui i rappresentativi sono quelli appartenenti alle formazioni terrigene

- * **Rilievo isolato:** rappresentativo dei versanti collinari si differenzia rispetto agli altri in quanto non mostra continuità rispetto ai rilievi più prossimi. Viene rappresentato nella carta geomorfologica come rilievo isolato ad esempio l'abitato di Gioi, ed alcuni rilievi presso Monte Bulgheria.

- **Versante**

- ❖ **Versante Montagnoso:** posto al di sotto dei crinali montagnosi principali o secondari si raccorda con la fascia pedemontana o di fondovalle. È sicuramente l'Unità Morfologica più rappresentativa. Le aree più rappresentative coincidono rispetto a quanto descritto per i crinali montagnosi

PIANO DEL PARCO

- ❖ **Versante collinare:** posto al di sotto dei crinali collinari principali o secondari si raccorda con la fascia pedemontana o di fondovalle. Anche questa è un'Unità Morfologica molto rappresentativa.
- ❖ **Versante costiero:** vengono rappresentati tutti quei rilievi collinari prospicienti il mare. Ricordiamo tra questi i rilievi di Agropoli, Castellabate, Punta Licosa, Camerota e San Giovanni Piro (Scario)
- ❖ **Ripiano intermedio:** Corrisponde a quelle forme subpianeggianti lungo i versanti montagnosi o collinari che in qualche modo interrompono il normale declivio dei versanti
 - * **Faccetta triangolare:** si tratta di un morfotipo legato a processi distensivi che spesso reca sulla sua superficie gli indicatori del movimento. Si riconosce per la particolare forma triangolare o trapezoidale legati ad eventi appartenenti al quadro tettonico plio - pleistocenico. Faglie normali a direzione appenninica o antiappenninica disgiungono i blocchi di calcare mesozoico e dislocano i precedenti lineamenti nella zona.
 - * **Talus:** interposti tra il perimetro di una faccetta triangolare costituisce un accumulo di materiale che può essere sciolto o cementato
 - * **Forra:** costituisce un areale posto tra due massicci carbonatici solcati da un fiume o torrente con pareti verticali spesso associato a fenomeni di precedenza o sovrimposizione. Riconosciamo nell'area di studio quella del Mingardo nei pressi di San Severino di Centola, la Forra di Tortorella, Morigerati, quella del Rio Casaletto e quella del Calore presso Laurino.
 - * **Valletta a fondo concavo:** è caratterizzata da una depressione topografica allungata lungo la direttrice di massima pendenza con la caratteristica di avere una base dilatata per cui a "fondo concavo". Le vallette sono nella maggior parte dei casi colmati da depositi eluvio-colluviali e si trovano frequentemente distribuite sul territorio in maniera isolata, in testata a nicchie di frana o conoidi colluviali.

PIANO DEL PARCO

- * **Frana:** posto lungo i versanti montuosi o collinari, rappresenta un morfotipo alquanto eterogeneo. Il termine frana, ampiamente discusso nella Carta Inventario Frane, indica tutti i processi di distacco e movimento verso il basso di masse rocciose e/o suolo dovuti prevalentemente all'effetto della forza di gravità. Sotto questo nome vengono riportati i movimenti franosi di Varnes (1978), distinte in: frane di crollo; frane di ribaltamento; frane di movimento traslativo o rotazionale; frane di espansione laterale; frane di colamento; frane complesse.

- * **Conoide:** Deposito alluvionale dalla caratteristica forma convessa a ventaglio o a settore conico deposto da un corso d'acqua in corrispondenza del suo sbocco in una pianura alluvionale intravalliva o pedemontana. Le conoidi allo sbocco in una pianura pedemontana sono ampie e con un pendio che degrada dolcemente. Le conoidi allo sbocco in una pianura intravalliva sono più strette e più ripide, costituite da detrito a grana estremamente variabile, prevalentemente grossolana, alla cui formazione contribuiscono anche colate di detrito. Le conoidi si distinguono in conoidi in evoluzione o attive e conoidi inattive. Le conoidi attive sono conoidi in formazione sulla cui superficie il corso d'acqua deposita il detrito tramite frequenti tracimazioni e spostamenti di alveo. Le conoidi inattive sono conoidi abbandonate dal corso d'acqua o sulla cui superficie il corso d'acqua non deposita più detrito. Segnalare in carta quelle dei versanti occidentali di Monte Soprano, Chianiello, Cervati e soprattutto del versante settentrionale del Monte Bulgheria

- * **Fosso:** Incisioni a profondità ridotta con substrato grossolano (ciottoli, massi), caratterizzato da forti increspature. Ha un carattere effimero che in periodi di precipitazione può assumere una velocità della corrente superiore alla media. Diffusi in tutti i versanti collinari caratterizzati da formazioni terrigene.

❖ **Pianura/Fondovalle**

- * **Alveo fluviale di magra:** Rappresenta la parte del solco fluviale che comprende il letto e le ripe. Comprende la porzione dell'alveo che resta bagnata anche in condizioni di magra. Vengono riportati in questo morfotipo i tratti di medio-basso corso tutti i principali fiumi

PIANO DEL PARCO

dell'Autorità di Bacino Sinistra Sele (Bussento, Mingardo, Lambro, Alento, Torrente Solofrone, Rio Casaletto, Torrente Palistro, etc)

- * *Terrazzo fluviale*: Superficie di erosione di forma piana situata ad una quota elevata rispetto ad un attuale livello di base di riferimento. Ne consegue un gradino scavato entro i materiali (alluvioni) che il fiume ha depositato in precedenza. La sua genesi può essere dovuta all'interazione di più processi erosivi fra i quali l'azione dell'acqua dei torrenti. I terrazzi fluviali sono costituiti elementi eterometrici, con frequenza di clasti grossolani e abbondanza di limo. Tra i più significativi ricordiamo quelli del Fiume Alento.

❖ ***Piana costiera recente***

- * *Costa alta*: I litorali a costa alta sono caratterizzati da batimetriche ravvicinate e profondità notevoli già in vicinanza della riva. Nell'area cilentana i litorali con costa alta ad elevata energia impostati su rocce carbonatiche li ritroviamo nel versante meridionale di Monte Bulgheria, Camerota, Palinuro. Non mancano i litorali a costa alta costituiti da terreni torbidici e rappresentati nelle località di Pisciotta, Acciaroli, Punta licosa ed Agropoli.
- * *Costa Bassa*: Si tratta di litorali caratterizzati da coste basse e sabbiose, con fondali a debole o media pendenza e scarsa profondità nelle aree prossime alla costa. Si riconoscono lungo il litorale che da Sapri a Scario, lungo la Piana di Velia nel tratto Ascea-Casalvelino, e lungo la piana di Paestum.
- * *Terrazzo marino*: Caratterizzata da un'alta scarpata i terrazzi marini si rinvencono nell'area cilentana a diversa quota. L'origine è essenzialmente dovuta alle imponenti variazioni climatiche che si sono susseguite nel periodo tardopleistocenico. Ricordiamo la "Trasgressione Versiliana" che portò nell'area cilentana il sollevamento del livello del mare da -120 fino al livello attuale, oppure le diverse inversioni di tendenza registratesi nei periodi glaciali (fasi Riss-Wurm) che hanno re-inciso i sedimenti

precedentemente depositatisi. I principali terrazzi dell'area cilentana si ritrovano a Scario, Palinuro, Acciaroli, Agnone, Punta Licosa e Agropoli. Ricordiamo che presso il Monte Bulgheria si rinvengono brecce del periodo Neotirreniano.

1.6 Caratterizzazione delle coperture

Nell'area del bacino si riscontra una notevole presenza di coltri di copertura che presentano generalmente condizioni di stabilità prossime all'equilibrio.

Esse si differenziano essenzialmente per la natura geolitologica delle formazioni da cui derivano e si dimostrano particolarmente soggette alle variazioni dei parametri fisici e meccanici al contorno rappresentati dalla combinazione degli attributi di potenza e granulometria media, oltreché dalla permeabilità e dalle condizioni geomeccaniche del substrato. E' evidente, ad esempio, che una coltre a granulometria fine sovrastante un substrato impermeabile risulterà maggiormente soggetta ad imbibizione e conseguentemente instabile rispetto ad una coltre in analoghe condizioni ma con substrato "drenante".

La potenza delle coltri incide non tanto sulle condizioni di stabilità quanto sulla magnitudo del potenziale dissesto. Ne consegue che lo stato delle coperture quaternarie, nella sua accezione più ampia, inequivocabilmente condiziona ed eventualmente risulta condizionato, dalla stabilità dei versanti.

Nell'area del bacino si riscontra una notevole presenza di coltri di copertura, che nel caso di associazioni detritiche sono collegate per lo più alle zone di attività tettonica.

Nella Carta delle Coperture sono state indicate solo le coltri più significative con spessore inferiore ai 30 metri, mentre si rimanda alla carta geolitologica per i terreni quaternari che hanno estensioni degne di nota e spessori significativi confermati dall'analisi di campagna e dalla bibliografia.

Tra i depositi quaternari più importanti riconosciamo i Conglomerati della Formazione di Centola s.l.. Le prime notizie bibliografiche relative a questa formazione derivano da Sgrosso & Ciampo (1966), che accennano alla presenza, lungo il litorale e nell'entroterra, di estesi lembi di depositi conglomeratici mal stratificati, con clasti sempre ben arrotondati aventi diametro variabile da pochi cmq a vari mq, immersi in una matrice grossolana e intercalati a lenti sabbiose a volte argillo-siltose. Questi

PIANO DEL PARCO

depositi vengono messi in relazione alla trasgressione marina e alla successiva regressione, causa della deposizione dei terreni calabrianici di M.te Bulgheria.

Successivamente (Baggioni M. 1975) questa formazione è stata messa in relazione ad una orogenesi tardiva responsabile dell'attuale disegno delle coste silentine nei terreni fliscioidi; all'azione delle acque correnti defluenti su versanti molto acclivi sarebbe dovuta l'eterometria e la struttura del deposito.

Laureti L. (1975) attribuisce a fasi tettoniche plioquaternarie la distruzione dei rilievi delle Unità silentine con la conseguente deposizione di "conglomerati stratificati".

Guida D. et Alii (1979) individuano come aree sorgenti il M.te Sacro ed il M.te Centaurino per gli affioramenti che si trovano ad alte e medie quote, mentre per la parte bassa, intorno all'abitato di Centola, la probabile area sorgente è la dorsale Castelluccio-T.pa Rondinella.

La "costruzione" della Carta delle Coperture raccoglie i seguenti tematismi:

❖ **Serie Detritica Arenacea**

- *Formazione di Centola:* Questi depositi possono essere attribuiti, per correlazioni geomorfologiche, al Pliocene Sup. - Pleistocene Inferiore, ossia ad una delle prime fasi glaciali che hanno interessato questo settore dell'Appennino Meridionale. Sono costituiti da ghiaia a grandi blocchi arenacei in matrice sabbiosa grossolana
- *Formazione degli "Stone Streams":* Si tratta di depositi Ghiaiosi con grandi blocchi arenacei immersi in una matrice sabbiosa grossolana. Gli affioramenti più cospicui si rinvennero lungo il margine sud-occidentale del Monte Sacro.
- *Detriti di Falda Arenacei:* Bordano più o meno in continuità i rilievi terrigeni e sono costituiti da ghiaie a blocchi smussati a scarsa matrice fine.

❖ **Serie Detritica Calcarea**

- *Conglomerati di Conoide antica:* Caratterizzano le principali conoidi antiche poste alla base dei principali rilievi carbonatici. Si riconoscono per la presenza di conglomerati *più* o meno cementati con ciottoli calcarei arrotondati in corpi stratoidi. Ricordiamo quelle poste alla base del Monte Soprano, Cervati e Monte Bulgheria

PIANO DEL PARCO

- *Detriti Calcarei cementati:* Bordano con continuità i rilievi carbonatici e sono caratterizzati da breccie calcaree più o meno cementate a scarsa matrice in corpi stratoidi. In questa serie sono rappresentati i terreni di copertura detritica più antichi presenti ed affiorano alla base del versante settentrionale del Monte Bulgheria e sono informalmente denominati Breccie di Poderia. Sono costituiti da detriti calcarei cementati, composti da corpi detritici stratoidi amalgamati in forma di conoidi antiche anastomizzate e di falde detritiche.
- *Detriti Calcarei sciolti:* Bordano con continuità i rilievi carbonatici e risultano spesso *sovrapposti* ai *Detriti Calcarei cementati* vista l'età più recente. Sono presenti lungo la fascia pedemontana di M.te Bulgheria, e sono costituiti da detriti calcarei sciolti, differenziabili in ragione della maggiore o minore presenza di matrice argillosa e caratterizzano le conoidi recenti.
- *Detriti Calcarei fangosi:* Costituiti da detriti calcarei a blocchi immersi in una matrice sabbioso-limosa-argillosa caratterizzano le conoidi antiche alla base dei rilievi con coperture fliscioidi.

❖ **Serie fluviale**

- *Alluvioni Fluviali antiche:* Risiedono nelle aree di fondovalle dei principali corsi d'acqua (Bussento, Mingardo, Alento, etc..) e sono costituite da ghiaie sabbiose molto alterate a lenti sabbiose debolmente cementate nei depositi antichi terrazzati.
- *Alluvioni Fluviali recenti:* Sovrapposti ai depositi alluvionali di origine fluviale antichi sono costituiti da ghiaie sabbiose pedogenizzate e lenti sabbiose.
- *Alluvioni Fluviali attuali:* Occupano gli alvei dei principali corsi d'acqua ed i relativi tributari e sono costituiti da ghiaie sabbiose e lenti sabbiose.
- *Alluvioni Torrenziali antiche:* Caratterizzano i depositi terrazzati dei settori vallivi e pedemontani con una associazione litologica costituita da ghiaie sabbiose molto alterate e lenti sabbioso-limose.
- *Alluvioni Torrenziali recenti:* Giustapposte ed interdigitate alle alluvioni torrenziali antiche sono costituite da ghiaie sabbiose pedogenizzate e lenti sabbioso-limose.

PIANO DEL PARCO

- *Alluvioni Torrenziali attuali*: Questa classe rappresenta la base dei principali alvei torrentizi ed è caratterizzata da ghiaie sabbiose e lenti sabbioso-limose stazionalmente mobilizzabili.

- ❖ **Serie Marina**

- *Ghiaie marine antiche*: Disposte a varie quote sui principali rilievi costieri sono caratterizzate da ghiaie di spiaggia con sabbie molto alterate. Rilevanti affioramenti sono riconosciuti lungo il margine meridionale del Monte Bulgheria tra Camerota e Licusati.

- *Ghiaie marine attuali*: Poste a quote più basse rispetto alla serie precedente sono costituite da ghiaie di spiaggia sciolte con lenti di sabbia. Affiorano lungo il margine meridionale del Monte Bulgheria con buona esposizione nei pressi di Marina di Camerota.

- *Sabbie marine*: Rappresentano sostanzialmente i depositi di spiaggia attuali ed i complessi dunari. Si presentano costituite da sabbie pulite a stratificazione incrociata più o meno cementate.

- *Limi e Argille Pleistoceniche*: Si collocano alla base dei versanti costieri associati ai principali complessi torbiditici che costituiscono le principali associazioni litologiche del Cilento. Affiorano con buona esposizione nei pressi di Palinuro e Santa Maria di Castellabate e sono costituite da limi argillosi e sabbie limose in strati molto alterati fossiliferi.

- ❖ **Serie Lacustre**

- *Ghiaie Lacustri antiche*: Affiorano in maniera discontinua lungo il margine meridionale del Monte Bulgheria nei pressi di Licusati ed in maniera più diffusa nel territorio di Sanza.

- *Sabbie e Limi antichi*: Affiorano con buona esposizione lungo la S.S. 517 Bussentina nel tratto Sanza – Buonabitacolo. Sono costituiti da sabbie e limi varvati con orizzonti lignitiferi ed a luoghi piroclastici.

- ❖ **Serie di Versante**

- *Detriti di Frana*: Si tratta di depositi di frana antichi, recenti ed attuali. Ricoprono i versanti collinari, alternati agli accumuli colluviali che colmano le depressioni topografiche sul substrato e sui detriti calcarei cementati e sciolti.

PIANO DEL PARCO

Sono costituiti principalmente da accumuli caotici con blocchi eterometrici spigolosi in matrice limo-argillosa rimaneggiata.

- *Colluvioni Limo Argillose:* Accumuli di versanti montagnosi e collinari sia in forma di “talus” che di vallette a fondo concavo. Sono costituiti da uno scheletro ghiaioso eterometrico con matrice sabbioso-limosa.
 - *Colluvioni Sabbioso Limose:* Come i precedenti sono costituiti da accumuli di versanti montagnosi e collinari sia in forma di “talus” che di vallette a fondo concavo. Si presentano caratterizzati da accumuli di versante sabbioso-limosi stratoidi.
 - *Ammasso di Blocchi Rocciosi:* Disposti alla base dei versanti montagnosi sono caratterizzati da blocchi, anche di notevole dimensione, di successioni calcaree o arenacee.
- ❖ **Depositi Antropici**
- *Riperti:* Si tratta di accumuli eterogenei ed eterometrici localizzati e scarsamente rappresentati.