



Regione Autonoma della Sardegna
Assessorato dei Lavori Pubblici



Messa in sicurezza del bacino imbrifero del fiume Cedrino attraverso lavori di manutenzione ordinaria e straordinaria del fiume e dei canali colatori in prossimità della foce del Cedrino.

Riqualificazione morfologica dell'alveo

PROGETTO PRELIMINARE



Elaborato B

RELAZIONE GEOLOGICA

L'Ufficio Tecnico consortile
dott. ing. Sebastiano Bussalai

Il geologo
dott. geol. Gianfranco Mulas

novembre 2017

CONSORZIO DI BONIFICA DELLA SARDEGNA CENTRALE NUORO

MESSA IN SICUREZZA DEL BACINO IMBRIFERO DEL FIUME CEDRINO
ATTRAVERSO LAVORI DI MANUTENZIONE
ORDINARIA E STRAORDINARIA DEL FIUME E DEI CANALI COLATORI
IN PROSSIMITA' DELLA FOCE DEL CEDRINO

RIQUALIFICAZIONE MORFOLOGICA DELL'ALVEO

RELAZIONE GEOLOGICA E GEOTECNICA

PROGETTO PRELIMINARE

Premessa	<i>pag.</i> 1
Normativa vigente	<i>pag.</i> 4
Area in esame	<i>pag.</i> 5
Litologia	<i>pag.</i> 7
<i>Metamorfiti</i>	<i>pag.</i> 7
<i>Granitoidi</i>	<i>pag.</i> 9
<i>Calcari</i>	<i>pag.</i> 12
<i>Basalti</i>	<i>pag.</i> 13
<i>Alluvioni antiche e conoidi di deiezione</i>	<i>pag.</i> 14
<i>Alluvioni recenti e depositi di versante</i>	<i>pag.</i> 16
Tettonica	<i>pag.</i> 18
Morfologia	<i>pag.</i> 21
Idrogeologia	<i>pag.</i> 24
Caratterizzazione geotecnica	<i>pag.</i> 27
Conclusioni	<i>pag.</i> 28



PREMESSA.

Nel presente elaborato, redatto su incarico dell'ente Consorzio di Bonifica della Sardegna Centrale di Nuoro, vengono illustrati i risultati di uno studio relativo al progetto di sistemazione idraulica e messa in sicurezza del Fiume Cedrino e del suo bacino di alimentazione imbriferi.

Da anni ormai l'Ente è impegnato nell'opera, tutt'altro che semplice, di mettere in sicurezza le aree a maggiore pericolosità idraulica generate dalla potenziale o reale capacità esondativa del fiume che, più volte nell'ultimo ventennio, ha generato condizioni di elevata criticità e pericolo, soprattutto per gli abitati più prossimi all'ambito deltizio, ed in particolare rispetto ai paesi di Galtelli e Orosei.

Diverse opere, di cui alcune già compiute ed altre in fase di esecuzione, hanno elevato il livello di sicurezza passiva, soprattutto attraverso la costruzione di nuove tratte arginali e la sopraelevazione e ripristino funzionale di altre già esistenti.

La dinamica del fiume tuttavia, associata alla particolare configurazione morfologica dell'alveo in prossimità dello sbocco a mare, vanificano parzialmente l'efficacia delle strutture di protezione, vista la diminuita capacità di deflusso delle acque nella tratta terminale dell'alveo, ormai pericolosamente occupato e ostruito da depositi sedimentari detritici e da abbondante vegetazione.

Il problema è stato acuito dal divieto posto, nei tempi più recenti, alle opere di prelievo in alveo delle sabbie e ghiaie trasportate e deposte in tutto l'estuario, fino a poco tempo fa utilizzate proficuamente in edilizia.

Parallelamente si è verificata una diffusione esasperata della vegetazione fluviale, sia per l'incremento di apporto delle sostanze nutrienti addotte dagli scarichi reflui urbani, sia dal divieto di approvvigionamento di legnatico, sia nelle aree golenali, sia nella savanella.

La concorrenza di questi due fattori negativi ha portato ad una drastica diminuzione della sezione di deflusso idrico del fiume, soprattutto nella tratta del chilometro più prossimo alla foce, dove la probabilità statistica di un superamento delle condizioni di sicurezza originarie per sormonto delle difese arginali ha raggiunto percentuali particolarmente



rilevanti che, in assenza di interventi migliorativi consistenti, potranno solo aumentare in futuro secondo processi evolutivi contraddistinti da crescita esponenziale.

L'occlusione del talveg per interrimento della foce è, di fatto, un processo retrogrado naturale in tutti i corsi d'acqua anche, e soprattutto, in quelli dotati di una dinamica evoluta e senile, quant'anche dotati di energia pure molto rilevante ma limitata ai soli fenomeni di piena straordinaria.

Durante le morbide e le secche, entrambe fasi sempre molto prolungate, i processi deposizionali e sedimentari non sono adeguatamente compensati dagli effimeri effetti di occasionali processi di erosione spondale che, al più, possono mobilitare modestissimi volumi di sedimento, oltretutto con processi di rilocalizzazione molto breve.

Nel caso specifico del fiume Cedrino poi, il processo di interrimento della tratta terminale viene velocizzato dalle particolarità non solo morfologiche e clivometriche del bacino di alimentazione, ma anche e soprattutto da regime torrentizio che lo caratterizza per una buona tratta del suo sviluppo complessivo, e non solo in ambito montano, per cui i processi erosivi concentrati sono molto diffusi e prolungati e, operando prevalentemente su litologie antiche molto ossidate ed alterate, o comunque facilmente erodibili anche col livelli di energia moderati, generano volumi di trasporto solido abbastanza rilevanti.

La natura litologica delle litologie prevalenti all'interno del bacino di alimentazione, fa sì che la percentuale di materiale eroso che viene disciolto o trasportato in sospensione sia sempre molto contenuta, determinando una netta predominanza di detriti a granulometria sabbiosa e ghiaiosa, mentre i limi sono sempre fortemente subordinati e le argille, di fatto, quasi del tutto assenti.

Ciò, in pratica comporta che l'energia per consentire il trasporto dei materiali erosi nel bacino, sia sempre rilevante e, anche per modeste variazioni in diminuzione, si verifica un repentino processo di deposizione.

A questo punto la rimobilizzazione del sedimento deposto può aver luogo solo grazie a flussi idrici dotati di energia molto elevata, cioè quelli caratteristici dei fenomeni di piena, i soli che garantiscono alle acque una velocità tale da riattivare i processi erosivi.



E' evidente che quanto più viene diminuita la sezione utile del canale di deflusso concentrato, la savanella, tanto più i flussi di piena si espanderanno lateralmente nelle fasce golenali, perdendo velocità ed energia e, quindi, facilitando i processi deposizionali.

In questo processo evolutivo assolutamente naturale che porta a formare la zone lagunari, palustri e stagnali costiere e di retrospiaggia, la manutenzione e la pulizia dell'alveo assume importanza rilevante non solo in termini di sicurezza per la vita e le attività umane, ma anche per la conservazione di equilibri naturali che altrimenti verrebbero velocemente, drasticamente ed irreversibilmente alterati e trasformati in altri.

In questa fase di studio, tipica di una progettazione preliminare, oltre ad individuare le caratteristiche geologiche generali del comprensorio vasto e del settore specificatamente interessato dai lavori, con limitati cenni riferiti anche alla caratterizzazione del bacino imbrifero, si approfondiscono alcuni aspetti di carattere più squisitamente tecnico relativi ai materiali presenti nella tratta di intervento, rappresentata da quella terminale estesa da poco a monte del ponte sulla S.S. 125 fino alla foce.



NORMATIVA VIGENTE.

Nel rispetto della normativa vigente in materia, ed in particolar modo con riferimento al D.M. 11/03/88 (Circ. Min. LL.PP. n° 30483 del 24/09/88), - NORME TECNICHE RIGUARDANTI LE INDAGINI SUI TERRENI E SULLE ROCCE, LA STABILITÀ DEI PENDII NATURALI E DELLE SCARPATE, I CRITERI GENERALI E LE PRESCRIZIONI PER LA PROGETTAZIONE, L'ESECUZIONE E IL COLLAUDO DELLE OPERE DI SOSTEGNO DELLE TERRE E DELLE OPERE DI FONDAZIONE- e dalle successive integrazioni, Circolare 9 Gennaio 1996 n° 218/24/3 del Ministero dei Lavori Pubblici, oltre ai rilievi geologici generali in posto ed attraverso l'osservazione delle fotografie aeree in scala 1:10.000.

Deve essere precisato che tutte le lavorazioni previste in questa fase sono improntate alla massima semplicità tecnica e non implicano particolari complicazioni progettuali, per cui le implicazioni di carattere geotecnico assumono importanza sostanzialmente irrilevante o, comunque, limitata alla possibilità di riutilizzo degli inerti da scavo ed alla necessità di sostenere sovraccarichi molto modesti e solo temporanei.



AREA IN ESAME.

Dal punto geografico il settore che comprende l'area in esame ricade al margine esterno del nucleo centrale del basamento sardo corso, in un'area periferica della zolla Sarda inclusa tra la Barbagia e la Baronia e compresa in una fascia delimitata da due grosse strutture tettoniche definite come la faglia Nuoro-Posada e la faglia Sarule-Orosei, che insieme definiscono una fossa tettonica entro cui si è sviluppato il corso del fiume Cedrino.

La zona esaminata costituisce una porzione centrale della costa orientale della Sardegna ed è fondamentalemente rappresentata, oltre che da vasta parte della piana alluvionale del fiume di Cedrino che comprende l'ambito di stretta pertinenza del presente progetto, da una parte dei terreni pedemontani retrostanti, arrivando ad interessare le fasce collinari che delimitano, in sinistra idraulica, la piana di esondazione.

La piana alluvionale è costituita da colmate di materiali sedimentari di tipo alluvionale per trasporto fluviale, con locale sedimentazione lacustre in aree poco estese e ben definite, oltre ad alcune zone in cui la deposizione assume carattere palustre e deltizia, però relegata alle porzioni più prossime alla foce.

Le fasce pedemontane si sviluppano principalmente su terreni metamorfici granitoidi che costituiscono il basamento antico della Sardegna, soprattutto nella tratta sviluppata verso l'entroterra, mentre più in prossimità della costa i terreni basali sono costituiti prevalentemente da rocce granitoidi, più frequenti nel settore settentrionale.

Tra metamorfiti e rocce granitoidi affiorano litologie transizionali a carattere migmatitico, che costituiscono le facies di passaggio verso i prodotti ignei franchi.

Nella porzione costiera meridionale invece i terreni in rilievo rispetto alla piana hanno composizione sedimentaria carbonatica o lavica, ed appartengono alle coperture mesozoiche o terziarie.

Meno frequentemente le litologie in affioramento costituenti rilievi o versanti sono rappresentate da materiali sedimentari detritici, composti da coltri mediamente potenti di depositi di pendio e conoidi clastiche.



La tratta di fiume interessata dagli interventi è quella che si sviluppa a valle del ponte sulla S.S. 125 fino alla foce.

Dal punto di vista cartografico è inquadrabile come segue:

- Carta d'Italia in scala 1:100.000 edita dall' I.G.M. Fg. 195 OROSEI;*
- Carta d'Italia in scala 1:25.000 edita dall'I.G.M. Fg. 500 sez. I Galtelli e 501 sez. IV Orosei;*
- Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 edita dal Servizio Geologico Nazionale Fg. 195 OROSEI.*

Per quanto attiene all'aspetto fisiografico caratterizzante, l'area su cui si estendono i lavori da realizzare è costituita esclusivamente da una pianura alluvionale e dalle aree golenali del fiume, con giacitura orizzontale o al più debolmente inclinata.



LITOLOGIA.

Dal punto di vista generale il settore esaminato è costituito da quattro litologie fondamentali che vengono di seguito descritte sinteticamente dalla più antica verso la più recente:

- Metamorfiti -

Rappresentano, nella zona in esame, i litotipi più antichi del basamento antico, sono databili, in analogia a facies simili presenti in altre aree della Sardegna, come preordoviciani e sono costituite da successioni terrigene attribuite al Cambriano – Ordoviciano superiore.

Sono formate prevalentemente da scisti, filladi e gneiss, questi ultimi talora marcatamente porfiroblastici, derivati da rocce sedimentarie paleozoiche, ma in questo gruppo si può far rientrare anche la facies migmatitica, che rappresenta lo stadio iniziale di fusione delle rocce metamorfiche in fase di somatizzazione e trasformazione in migma granitoide.

La successione sedimentaria paleozoica è sottoposta ad intenso metamorfismo dalla tettonica regionale ercinica, i cui moti orogenetici, esplicatisi secondo processi compressivi e plicativi, sinorogenetici, hanno dato origine a grandi pieghe e sovrascorrimenti, oltre ad avere indotto la tipica scistosità penetrativa che contraddistingue i processi dinamometamorfici di medio e basso grado.

Le metamorfiti locali costituiscono la parte basale della serie sedimentaria paleozoica, presente in maniera diffusa in tutta l'area della Sardegna centrale, e si presentano sterili in quanto a contenuto fossilifero, per cui la datazione può avvenire esclusivamente per analogia con le formazioni simili presenti nel Sarrabus-Gerrei.

La giacitura delle metamorfiti non risulta determinabile con precisione, causa i notevoli disturbi tettonici sinorogenetici che hanno dato origine alla piegatura, ed a quelli tardo e postorogenetici che hanno determinato ulteriore disturbo dell'ammasso.

La facies locale caratteristica delle rocce metamorfiche è costituita scisti grigi e verdi, definibili come metapeliti e quarziti, che localmente presentano colorazione biancastra e



grigia a causa delle trasformazioni termometamorfiche apportate dall'intrusione dei magmi granitici e delle manifestazioni filoniane.

Poco frequente è la componente carboniosa che tende a conferire, oltre alla colorazione scura, una particolare fissilità all'ammasso.

Tale caratteristica viene amplificata dalla intensa foliazione indotta dalla scistosità penetrativa tipica del dinamometamorfismo.

In un tale contesto si associa l'intensa fratturazione della roccia che, soprattutto in concomitanza con forme di circolazione idrica subsuperficiale o sotterranea particolarmente abbondanti, determinano processi alterativi particolarmente spinti, con fenomeni di argillificazione totale che conferiscono all'ammasso consistenza terrigena.

Quando gli effetti del metamorfismo compressivo, comunque di medio o basso grado, vengono superati per intensità da quelli del metamorfismo termico, la struttura dell'ammasso subisce notevoli variazioni, con formazione di nuovi minerali, ricristallizzazione, e perdita di fissilità per stratificazione e scistosità, a cui si sostituisce la fratturazione e la diaclasizzazione.

Localmente, alle litologie schiettamente scistose tipiche di ambiente granulare, arenaceo e argilloso di piattaforma, per momentanei e sporadici approfondimenti dell'ambiente sedimentario, si sostituiscono e si alternano depositi carbonatici, più raramente silicei, che subiscono spesso la trasformazione in marmi dal colore grigio scuro e nero.

Le metamorfiti di basso grado affiorano nella porzione più occidentale del settore preso in esame, e appaiono essere un reliquato intercluso tra le rocce granitoidi che sembrano includerle in una sorta di finestra tettonica.

Localmente le metamorfiti, soprattutto nella fascia settentrionale di contatto con i graniti, si trasformano in migmatiti, cioè facies di elevato grado metamorfico che preludono alla completa rifusione delle rocce originarie, attraverso la formazione di un nuovo liquido migmatitico, neosoma, che isola relitti di materiale di origine, paleosoma.

Questo meccanismo porta al crearsi di alternanze continue di letti di materiali tendenzialmente basici e sialici, con una netta e forte orientazione preferenziale dei



crystalli, e letti di materiali acidi, sialici e leucocratici, in cui i pochi cristalli femici risultano mediamente orientati.

Nella fattispecie dal punto di vista petrografico possono essere definiti come degli gneiss, ben listati, frequentemente occhiadini, con bande leucosomatiche a composizione essenzialmente quarzoso feldspatica e, in minore misura a plagioclasti, alternate a livelli per lo più biotitici.

Sono rocce, metarenarie e filladi, con una grana media e medio-grossa che traggono origine da rocce sedimentarie a carattere sabbioso e limoso, sulle quali una prima fase tettono-metamorfica, con forti gradienti barici e termici, ha originato la blastesi, mentre una seconda fase, esclusivamente dinamometamorfica, o comunque a gradiente termico inferiore, manifestatasi durante il sollevamento del basamento, ha dato origine alla formazione e separazione delle bande differenziate.

Tali processi sono databili, pur senza testimonianze fossili, nell'intervallo compreso tra 350 e 310 M.d.A. circa, durante le fasi iniziali e mediane dell'orogenesi ercinica.

- Granitoidi -

Rappresentano l'estremo prodotto di fusione e ricristallizzazione differenziata delle rocce metamorfiche.

Nelle fasi tardive di questo ciclo orogenetico si è avuta la messa in posto delle rocce granitoidi e del complesso filoniano.

La suddivisione schematica delle plutoniti sarde proposta da GHEZZO e ORSINI (1982) è sostanzialmente coerente con quanto proposto in precedenza da altri autori (GHEZZO et alii 1972; DI SIMPLICIO et alii 1974; ORSINI, 1976; 1979), studi cui si fa riferimento per quanto attiene alla loro classificazione.

In tale inquadramento si riconoscono tre fondamentali generazioni di plutoniti.

- 1) Plutoniti precoci sin-tettoniche.*
- 2) Plutoniti tardo-tettoniche.*
- 3) Plutoniti post-tettoniche.*



In tutto il basamento il Complesso plutonico è seguito dal Complesso Filoniano che comprende termini di composizione ed età assai variabili (BECCALUVA et alii., 1981; GHEZZO e ORSINI, 1982; ORSINI, 1980; TRAVERSA, 1969) .

Plutoniti precoci sin-tettoniche

Il primo raggruppamento comprende termini a composizione da Qz-dioritica a granitica che si distribuiscono, in affioramenti di limitata estensione, nei bordi del Batolite.

I tratti comuni a questo raggruppamento sono essenzialmente strutturali rappresentati da anisotropie planari di vario tipo, per lo più orientate N110 - N140 con immersione variabile, che indicano una parziale contemporaneità tra messa in posto delle intrusioni ed evoluzione deformativa delle ultime fasi tettoniche erciniche.

I dati cronologici indicano per queste plutoniti età di messa in posto intorno a 305-300 Ma (CARMIGNANI et alii ,1982; MACERA et alii 1989) .

Plutoniti tardo-tettoniche

Il secondo raggruppamento costituisce il maggior volume del batolite (74%) .

E' rappresentato da termini con chimismo variabile da Qz-dioritico a leucogranitico spesso contraddistinti dalla presenza di abbondanti inclusi microgranulari scuri, specie nei termini più basici, e con talvolta associate rare masse gabbrodioritiche, per lo più nei termini granodioritici e monzogranitici.

I dati radiometrici offrono un ampio spettro di età di messa in posto con un esordio riconducibile a circa 310 milioni di anni fa.

I granitoidi di questo gruppo presenti nell'area indagata affiorano nella porzione settentrionale ed in quella occidentale ma non vengono intersecati da nessuna delle soluzioni progettuali prese in esame.

Si possono distinguere due grandi gruppi, in base alla cronologia relativa di messa in posto, rispettivamente :

- Leucograniti;*
- Graniti a due miche.*



I caratteri composizionali e tessiturali si mantengono tuttavia abbastanza costanti, permettendo così di definire le caratteristiche mesoscopiche principali di questi granitoidi.

Si tratta di rocce da grige a grigio-scure (per l'abbondanza di femici), a grana media, tendenzialmente equigranulare, talvolta porfirica per anfibolo, in cui è presente quasi sempre una marcata anisotropia tessiturale evidenziata da un chiaro isoorientamento dei minerali e degli inclusi.

Tali facies granitoidi presentano un grado di alterazione per ossidazione ed idrolisi principalmente a carico dei minerali femici, processo noto con il termine "arenizzazione", talora anche marcato, peraltro con spessori variabili della coltre totalmente allentata, sicuramente anch'essi condizionati dall'andamento del campo di fratture.

Plutoniti post-tettoniche

I granitoidi appartenenti al terzo raggruppamento affiorano in ogni parte del batolite e hanno composizione fondamentalmente leucomonzogranitica.

Si caratterizzano per la quasi totale assenza di inclusi microgranulari scuri e per la loro giacitura discordante rispetto alle plutoniti sin e tardotettoniche, che indicano una messa in posto successiva.

La tessitura essenzialmente isotropa, salvo alcuni motivi di orientazione magmatica, testimonia una messa in posto svincolata da circostanze tettoniche importanti, capaci di condizionare la loro strutturazione interna.

Questi litotipi sono quelli che affiorano nell'area in esame, sono di tipo granitoide foliato, presentano una grana grossa, e principalmente sono rappresentati da granodioriti tonalitiche fino a tonaliti franche e da monzograniti per lo più eterogranulari.

Sono contraddistinti dalla presenza frequente, e spesso particolarmente abbondante, di cristalli di feldspato sodico, di colore da bianco a bianco-rosata, con dimensioni pluricentriche e inclusioni pecilitiche di biotite.

L'isorientazione di flusso magmatico è ben evidenziata oltre che dalla biotite e dai fenocristalli di kfs anche da tutti gli inclusi femici, le prime componenti mineralogiche a solidificarsi durante il processo di cristallizzazione frazionata del magma molto fluido tipico dei corpi a composizione tendenzialmente acida.



La biotite cristallizza spesso in aggregati policristallini a contorno di minerali sialici, la proporzione modale di questo minerale è attorno al 20%.

Il campo filoniano

Nel settore rilevato risultano presenti alcune manifestazioni subvulcaniche, l'inquadramento delle quali, all'interno dell'evoluzione geodinamica della Sardegna ercinica, appare piuttosto complesso.

Vista la minima ampiezza che le caratterizza, e l'importanza minima nei confronti dell'opera in progetto, non sono state riportate in cartografia.

I filoni basici sono riconoscibili sul terreno per la colorazione più scura e per la presenza di abbondanti specie mineralogiche femiche quali anfibolo, pirosseno, biotite ed olivina.

Fra essi sono compresi filoni andesitici, filoni andesitico-basaltici, filoni diabasici, con tessiture porfiriche e non, solitamente denominati lamprofiri.

Sotto il profilo genetico questi termini sono ricondotti genericamente ad un magmatismo sub-crostante legato a regimi distensivi post-orogonici (BECCALUVA et alii, 1990).

I filoni acidi, di gran lunga i più rappresentati sia per diffusione sia per dimensioni, sono composti da termini prevalentemente leucogranitici, sono compresi sia prodotti intimamente associati alle grandi intrusioni finali post-tettoniche delle quali rappresentano le fasi di cristallizzazione tardiva ipoabissale sia i grandi sistemi filoniani posteriori a tutte le grandi intrusioni che intersecano secondo direzioni prevalenti (GHEZZO e ORSINI, 1982).

Queste direzioni sembrano in prevalenza legate alla tettonica distensiva tardo-paleozoica.

Dati cronologici disponibili indicano un età di circa 284 ± 15 MA.

- Calcari -

Costituiscono un testimone residuo di una piattaforma carbonatica originariamente più estesa, che si sviluppava dalla Barbagia di Seulo, a sud, fino alla Gallura, a nord con una serie sedimentaria complessa costituita da conglomerati basali che evolvono verso depositi dolomitici intermedi e calcari verso le porzioni sommitali.



La potenza complessiva originaria dell'intero complesso è supponibile in oltre mille metri, mentre il lembo residuo attuale che è rappresentato dal rilievo del Monte Tuttavista, presenta uno spessore massimo di circa seicento metri, e appare costituito essenzialmente dalle facies intermedie della serie, con calcari dolomitici e calcari nettamente stratificati, intensamente fratturati e profondamente carsificati.

La base della serie carbonatica è costituita da un conglomerato poligenico che segna la trasgressione mesozoica, cui seguono depositi francamente dolomitici di colore grigio scuro, per passare poi gradualmente verso calcari massivi e calcari pisolitici e stratificati, più frequenti verso la sommità della sequenza.

Del tutto assenti sono le facies carbonatiche post mesozoiche, invece rappresentate in altri lembi limitrofi della copertura carbonatica.

Entrambe i bordi di queste bancate sedimentarie sono orlati con continuità da una serie di conoidi detritiche clastiche, soprattutto quello orientale, mentre quello occidentale, che rappresenta il fronte di arretramento di una grossa faglia principale di interesse regionale, è delimitato da una serie di depositi di pendio e di frana generati dal crollo e dal ribaltamento di numerosi blocchi ciclopici dislocati.

L'età dei depositi carbonatici varia dalla fine del Triassico a tutto il Cretaceo, ma per le facies presenti nell'area indagata la si può restringere al Giurassico medio e superiore.

- Basalti –

Questi litotipi sono, in superficie, una delle litologie maggiormente rappresentative essendo tra l'altro, ad esclusione dei depositi sedimentari, quelle più recenti.

Sono particolarmente abbondanti nel settore meridionale, dove costituiscono la porzione marginale di un vasto altopiano lavico di età plio-pleistocenica messo in posto secondo effusioni estremamente fluide a carattere fissurale, ad estesa espansione superficiale, con sviluppo che da Oliena si estende con locali interruzioni, fino quasi a Orosei, ma con minore estensione in profondità, raggiungendo spessori di poco superiori a centocinquanta metri.

Dal punto di vista cristallografico possono essere distinti in due facies, la prima formata da alcalibasalti, olocristallini, localmente ipocristallini, debolmente porfirici per la presenza



di fenocristalli di clinopirosseno e di plagioclasio ed olivina, con inclusi frequenti noduli peridotitici e xenoliti quarzosi a struttura garnoblastica, la seconda costituita da andesiti basaltiche subalcaline, ipocristalline a struttura ofitica con fenocristalli di clinopirosseno, olivina e plagioclasio

Entrambi questi litotipi si presentano, compatti e lapidei, privi di alterazione o poco alterati, alternati ad orizzonti di potenza variabile compresa tra cinquanta centimetri ed oltre due metri, costituiti da scorie di letto e tetto delle colate composte da inclusi lavici lapidei o semialterati immersi in una matrice limo-argilloso-sabbiosa.

La fratturazione in genere è abbastanza limitata.

Sono essenzialmente costituite da colate laviche tabulari disposte in giacitura sub-orizzontale, tipica di espandimenti caratterizzati da un'estrema fluidalità, e mostrano chiaramente il succedersi di almeno tre distinti episodi effusivi.

Tutte le singole colate si distinguono per essere costituite da tre fasi, petrograficamente distinguibili, definibili come letto e tetto quelle estreme, e come nucleo quella intermedia.

Mentre le prime di solito hanno una composizione più o meno scoriacea, normalmente costituita da sferoidi lapidei o sub lapidei immersi in una matrice sabbioso argillosa, la seconda è rappresentata esclusivamente da componenti litici compatti, al più vacuolari, frequentemente contraddistinti da una fratturazione molto intensa, soprattutto in senso verticale, secondo metodiche tipiche di processi di raffreddamento piuttosto rapidi.

L'intensa fratturazione, associata al locale isolamento periferico delle colate, con la formazione di pareti verticali o subverticali, ha permesso la formazione di frequenti accumuli di detriti di natura basaltica, sotto forma di falde e conoidi.

La particolare composizione chimico mineralogica dei basalti, associata alla estrema impermeabilità di questi, ha determinato processi di alterazione localizzata molto avanzati, con puntuali manifestazioni di accumulo, per cui risulta abbastanza frequente che i basalti, particolarmente nelle depressioni, siano sovrastati da materiali sabbioso limo argillosi, con potenze che raramente superano i due metri.

- Alluvioni antiche e conoidi di deiezione -

Sono depositi a carattere sabbioso conglomeratico, mediamente o poco cementati i primi, ben addensati e coesi i secondi, generati dai processi alluvionali o crioclastici collegati alle



fasi anaglaciali e cataglaciali durante le quali le forti oscillazioni del livello di base determinavano forte accelerazione dei processi dinamici erosivi, fluviali e crioclastici.

Hanno giacitura da mediamente suborizzontale a inclinata e presentano solitamente una matrice fine granulare scarsa nel caso delle alluvioni, più rilevante nelle conoidi.

Sono ascrivibili al tardo Pleistocene ed al primo Olocene.

La localizzazione geografica dei depositi alluvionali non è di facile individuazione, per via delle continue rielaborazioni recenti dei depositi sedimentari ad opera delle piene eccezionali che contraddistinguono la storia attuale del fiume Cedrino, e può essere eseguita con certezza solo nelle zone più distali dall'alveo principale, quali sono le fasce di raccordo con i rilievi collinari nei pressi degli abitati di Loculi e di Irgoli, e in quelle più prossime alla foce, dove i sedimenti antichi presentano quote assolute notevolmente superiori a quelli recenti.

I conoidi di deiezione si rinvengono invece al piede dei rilievi maggiori e sono vere e proprie conoidi originate da fenomeni di trasporto in massa, per lo più generati da processi crioclastici e da azioni di trasporto fluido occasionale.

Queste conoidi sono chiaramente visibili al piede del rilievo carbonatico di Monte Tuttavista, soprattutto nel versante orientale mentre, nel versante opposto, si rinvengono modesti accumuli di frana per crollo di massi in genere ciclopici.

Frane di crollo, spesso disposte in falde continue, si rinvengono ai piedi delle cornici che orlano gli altopiani basaltici, frequentemente incisi da profondi canali fluviali generati da repentini abbassamenti del livello di base dei corsi d'acqua.

In questo caso la dimensione media degli elementi litici che costituiscono i corpi di frana è notevolmente inferiore rispetto a quelli di natura carbonatica ma, in entrambe i casi, i depositi sono assolutamente incoerenti e sciolti.

Alle alluvioni antiche possono essere fatte appartenere anche quelle di origine fluvio-lacustre formatesi in alcune aree a ridosso dell'alveo del fiume Cedrino, quando le effusioni laviche hanno interrotto il libero deflusso del corso d'acqua, dando origine a una serie di sbarramenti e di laghi artificiali nei quali, complice una forte azione erosiva del fiume e un avanzato stato di inversione del rilievo nelle aree più interne del bacino idrografico, si



verificava la formazione di potenti depositi sedimentari, per lo più a composizione sabbiosa, meglio conosciuti come formazione di Nuraghe Casteddu.

- Alluvioni recenti e depositi di versante -

Rappresentano i prodotti delle esondazioni recenti ed attuali dei corsi d'acqua locali, i primi, e dei processi gravitativi collegati agli episodi meteorologici più estremi, i secondi.

La localizzazione geografica delle alluvioni è definibile con una fascia subparallela all'alveo del Cedrino e dei suoi affluenti principali, con un'estensione che nel primo caso raggiunge un massimo di poco più di un centinaio di metri per sponda in prossimità della foce e delle aree interne di esondazione, mentre per quanto attiene gli affluenti l'ampiezza si restringe a non più di un centinaio di metri complessivi in vicinanza dell'intersezione di confluenza.

Sono rappresentati principalmente da sedimenti finegranulari, prevalentemente sabbiosi, in subordinate limosi nelle aree più prossime alla foce, mentre in quelle distali la granulometria può raggiungere quella delle ghiaie minute e medie, soprattutto nei livelli superficiali, mentre più in profondità la composizione granulometrica può crescere notevolmente, fino a far prevalere le ghiaie medie e grosse.

La loro potenza media si attesta attorno al metro e solo eccezionalmente, in prossimità dell'alveo principale dei rii più importanti, può superare i due metri, mentre per quanto attiene all'asta principale del fiume Cedrino i sedimenti alluvionali recenti possono superare abbondantemente la potenza di quattro metri, conservando un valore medio superiore a tre metri.

Questi valori in alcuni casi, ed in particolare nella tratta terminale del fiume, possono raggiungere e superare i dieci metri, soprattutto nella zona centrale dell'alveo.

Questi depositi, come dimostrato dalle analisi eseguite ai fini della caratterizzazione chimico fisica dei sedimenti, possono essere definiti, per lo meno nella tratta a valle del fiume della S.S. 125, come delle sabbie con ghiaia minuta debolmente limose.

I depositi di versante, definibili anche come sedimenti colluviali, si rinvengono prevalentemente a copertura delle litologie metamorfiche ma soprattutto granitoidi, che compongono il basamento antico.



Solo prevalentemente costituite da modeste coltri di spessore medio compreso tra venti e cinquanta centimetri, con punte massime di un metro, costituite da sabbie limose o debolmente argillose, con modestissimo contenuto di scheletro ghiaioso o microciottoloso, disposte al piede dei versanti o al fondo dei compluvi con reticolo idrografico di tipo areico o, comunque, poco definito e con dinamica fluviale assolutamente contenuta.

Spesso questi accumuli sono associati e sovrastano, soprattutto su litologie granitoidi, fasce cataclastiche associate a strutture tettoniche primarie lungo le quali, preferenzialmente, si sviluppano gli avvallamenti.



TETTONICA.

Come per tutta la Sardegna anche questo settore la strutturazione fondamentale del basamento antico è stata determinata durante l'orogenesi ercinica che, attraverso fasi metamorfiche sin cinematiche di grado crescente ha portato al magmatismo calco alcalino con la formazione del plutone che contraddistingue la placca Sardo-Corsa.

Proprio l'area sottoposta a studio rappresenta la fascia di passaggio tra le facies metamorfiche di basso e medio grado, e quelle intrusive granitoidi, mediate da facies migmatiti che segnano il limite inferiore del processo di formazione del magma granitico.

E' alla collisione tra placche verificatasi durante l'orogenesi ercinica che deve essere imputata la più grossa struttura tettonica locale, la linea Posada – Asinara, che segna il limite di demarcazione tra la zona assiale, cui appartiene il settore in esame, e quella a falde in cui il metamorfismo non ha superato il grado intermedio, di fatto rappresentando la linea di collisione e di sutura tra la placca Armorica, già costituita da un basamento migmatitico cristallino, e l'avampese del continente di Gondwana, strutturato a falde metamorfiche.

Sempre alla fase evolutiva tardo ercinica possono essere imputate ulteriori strutture fondamentali quali la faglia di Posada, quella di Nuoro e quella del Cedrino, tutte orientate grossomodo NE-SO, che determinano una netta impostazione tettonico-strutturale e morfologica, sia del settore di stretto interesse che di tutta la Sardegna Centrale.

E' però all'orogenesi Alpina oligo-miocenica che si devono i più evidenti lineamenti tettonici e strutturali attuali della zona.

Il ciclo oligo-miocenico, durante il quale il blocco sardo-corso si separa dal continente franco-ispánico originando una placca a sé stante, ruotando in senso antiorario e collocandosi in una posizione geografica prossima a quella odierna, può essere distinto in tre fasi distinte:

- *una prima fase compressiva accelerata di collisione tra la zolla sarda e il blocco degli Appennini;*
- *una seconda fase di estensione rallentata con rilascio delle tensioni, associata al vulcanismo miocenico;*



- una terza fase di totale rilascio delle tensioni tettoniche, cui si accompagna il vulcanismo plio-pleistocenico.

Secondo uno schema sintetico si può esemplificare l'evoluzione tettonica locale articolata da una fase orogenetica principale, ercinica, cui fa seguito una chiara fase di continentalità che segna il passaggio dal Paleozoico al Mesozoico, durante la quale ha luogo una prima evoluzione morfodinamica con la formazione del penepiano postercinico, e parallelamente in ambiente sedimentario si originano i sedimenti continentali del Verrucano, conglomerati e sabbie che costituiscono la facies basale della serie sedimentaria mesozoica.

Le facies iniziali e terminali della trasgressione mesozoica sono testimoniate da calcari a tendenza detritica e terrigena, ascrivibili al Triassico finale ed alla fine del Cretaceo.

Le facies mesozoiche intermedie sono rappresentate da successioni sedimentarie carbonatiche che spaziano dalle dolomie basali ai calcari organogeni e pisolitici compatti della formazione di M.te Bardia.

Qualche limitata trasgressione si verifica anche nel Paleocene inferiore, ma assume importanza locale fuori del settore di interesse.

Tra Oligocene e Miocene si esplica una intensa fase tettonica compressiva collegata a fenomeni traslativi cui si associano processi disgiuntivi rigidi che determinano una nuova ulteriore strutturazione al basamento cristallino e danno origine alla strutturazione primaria delle assise carbonatiche di copertura, sulle quali si riscontrano anche limitati cenni fenomeni plicativi.

Le trasgressioni miocenica e pliocenica sortiscono effetti molto blandi in tutto il settore, mentre risultano molto evidenti gli effetti della regressione tardopliocenica, durante la quale hanno luogo i massimi eventi morfodinamici a carico dei sedimenti carbonatici, sui quali si esplica una forte erosione concentrata con la formazione di unità fisiografiche notevolmente evolute, con inversione del rilievo rispetto al basamento metamorfocristallino e deposizione di sedimenti esclusivamente in facies continentale.

E' in questa fase che cominciano a formarsi le potenti coltri detritiche superficiali che caratterizzano il settore esaminato e che possono, nel contesto specifico, essere considerate come la facies di copertura rispetto alle rocce carbonatiche lapidee, che possono essere assunte come basamento.



La fine del Pliocene coincide anche con una fase tettonica distensiva conseguente al rilascio delle tensioni generate dalla rotazione del blocco Sardo-Corso, durante la quale ha luogo una intensa azione morfodinamica gravitativa con la formazione di estese facies detritiche e di frana, cui si accompagna una intensa dinamica vulcanica esogena, con la messa in posto di vasti espandimenti lavici a chimismo basico che determinano la colmata delle maggiori depressioni appena formatesi.

I magmi sono caratterizzati quasi esclusivamente da una composizione basaltico olivinica.

L'evoluzione termina nel quaternario antico in cui si esplicano le massime azioni collegate con le alternanze ana e cata glaciali a cui è collegabile la formazione di potenti falde detritiche a stratificazione alternata, i cosiddetti Eboulis Ordonnes.

Al di sopra di questi sedimenti si depongono solo depositi di pendio e detriti di versante, disposti in conoidi e falde coalescenti al piede dei versanti e nelle fasce pedemontane.

Dal punto di vista strutturale tutto il settore, come accennato, è stato influenzato in maniera determinante dalla tettonica ercinica, che imposta i lineamenti in grande del settore, con un primo abbozzo di convergenza delle tre direttrici principali sarde NE-SO a settentrione, NO-SE a meridione e N-S al centro.

Il golfo di Orosei, nel cui ambito si inquadra l'area sottoposta ad indagine, pare conformato proprio grazie alla concomitanza contemporanea di queste tre direttrici.

Le azioni tettoniche successive si esplicano riesumando e ringiovanendo tali direttrici, come dimostrano le scarpate di faglia sulle rocce carbonatiche, collegabili alla tettonica alpina, e gli allineamenti dei centri di effusione, riconducibili agli effetti della neotettonica, successivamente alla quale comunque non si è avuta alcuna manifestazione particolarmente rilevante.

Di fatto, ad esclusione di limitati fenomeni eustatici di basculamento della linea di costa riconducibili ai periodi cataglaciali, non vi sono state altre manifestazioni di instabilità consistenti per tutto il quaternario medio e recente.



MORFOLOGIA .

Dal punto di vista geomorfologico la zona vasta in studio presenta evidenti e stretti rapporti con i caratteri litologici delle formazioni presenti.

L'assetto fisiografico generale è fortemente condizionato dalla tettonica rigida che ha interessato tutta la regione con la tettogenesi ercinica, dapprima, e da quella alpina, poi.

Il rilievo è nel complesso abbastanza uniformemente livellato, ma presenta sempre forme particolarmente accidentate nell'area montana, mentre nelle zone prossimali alla costa prevale l'assetto tabulare tipico delle piane alluvionali, che peraltro contraddistingue in maniera univoca il settore di specifico interesse del secondo stralcio.

L'assetto morfologico è il risultato dell'azione combinata di diversi agenti tra i quali la dinamica fluviale del fiume Cedrino e quella sui versanti, legata all'erosione ed al trasporto di suolo e detrito.

Profonda influenza sul carattere fisiografico è determinata dall'azione vulcanica plio-pleistocenica che, con la messa in posto di lave estremamente fluide, ha colmato le depressioni esistenti formando ampi tavolati basaltici sub orizzontali da cui si elevano pochi apparati vulcanici conici, peraltro estremamente bassi e poco pendenti, localizzati principalmente all'incrocio delle principali linee di discontinuità, dove le vie di risalita dei magmi potevano assumere carattere di vero e proprio camino.

L'azione morfologica del vulcanismo plio-pleistocenico si ripercuote anche sull'idrografia superficiale che, spesso, opera drastiche mutazioni nel tracciato degli alvei, come è accaduto chiaramente per il fiume Cedrino, del quale è evidentemente possibile tracciare un ipotetico paleo alveo che, dal Flumineddu, si estendeva molto più a meridione rispetto alla posizione attuale e sfociava in prossimità della cala di Osalla, decisamente più a sud della foce attuale.

Anche la tettonica rigida post pliocenica, la neotettonica, ha influenzato notevolmente l'evoluzione morfologica locale, determinando una intensa strutturazione sulle litologie laviche e inducendo in queste una serie di lineazioni, spesso orientate in parallelismo con le linee tettoniche più antiche, che frequentemente costituiscono le direttrici preferenziali



di sviluppo del reticolo idrografico che, a grande scala, risulta contraddistinto da un sensibile parallelismo degli alvei principali.

Un ulteriore carattere fondamentale, dal punto di vista morfogenetico, è costituito dalle numerose e repentine oscillazioni del livello del mare, che peraltro costituisce il livello di base dei rii locali, verificatesi nel quaternario ed in particolare durante le fasi glaciali.

Queste oscillazioni hanno permesso e facilitato l'erosione accelerata e concentrata ad opera dei fiumi nella tratta più prossima alla costa, con la formazione di profonde incisioni configurate come canali o canyons, dal profilo spesso a Vu stretta e con pareti spesso sub verticali.

Quasi del tutto assenti sono i fenomeni sedimentari alluvionali al fondovalle di queste incisioni, con la sola esclusione delle zone più prossime alla linea di riva, dove possono essersi formate modeste piane retrodunali, spesso a sedimentazione palustre.

Quest'insieme di processi determina una profonda articolazione morfologica nella fascia più prossima alla costa, soprattutto nel settore meridionale rispetto alla foce del Cedrino.

Tale condizione porta come conseguenza diretta, una relativamente alta instabilità morfologica che, di fatto, si esplica con una serie di processi erosivi corticali molto diffusi che generano una rilevante massa di materiale eroso, trasportato in alveo e depositato a valle nelle tratta finale del fiume.

Nella zona in cui il fiume versa a mare, quella di più specifico interesse nella fase attuale, invece, la conformazione morfologica è quella tipica delle piane costiere con ampie superfici orizzontali o sub orizzontali, contraddistinta peraltro da abbondanti fenomeni di stagnazione ed impaludamento, fortemente sviluppati soprattutto nel settore distale della foce, dove il corso d'acqua non riesce a prevalere sull'azione marina di accumulo.

La piana alluvionale del Cedrino si sviluppa, quasi ininterrottamente, dalla foce fino a poco prima del ponte di Bartara sulla S.S. 129, a monte del quale sono presenti quasi esclusivamente alluvioni recenti addossate all'alveo e una modesta superficie di alluvioni antiche generate dalla strozzatura e dalla deviazione che l'alveo ha subito proprio nelle sezioni precedenti il ponte, durante il quaternario glaciale.



La morfologia dei sedimenti alluvionali antichi spesso si confonde con quella delle fasce adiacenti a composizione granitoida fortemente interessate da fenomeni alterativi e da processi erosivi antichi, che hanno generato forme estremamente morbide con rilievi collinari molto appiattiti e vallecole concave molto ampie.

La piana del Cedrino, nella sua porzione costiera sviluppata a sud di Orosei, presenta inoltre un raccordo molto dolce e graduale con i rilievi retrostanti del monte Tuttavista.

Tale passaggio morbido è garantito da una serie di conoidi detritiche, quasi sempre tra loro collegate a formare una serie di falde, formate da depositi crioclastici sedimentati al piede dei rilievi carbonatici durante i periodi ana e cata glaciali.

L'elevata articolazione fisiografica del bacino idrografico del Cedrino, associata ad una condizione di bassa maturità morfologica con forte prevalenza delle forme giovanili tipiche del fenomeno di inversione del rilievo, cui si associano processi erosivi abbastanza intensi, dà giustificazione dell'elevato quantitativo di materiale asportato dalle porzioni montane e collinari dell'area imbriferà e convogliato a valle verso le aree pianeggianti dove i terreni vengono deposti spesso con bassa classazione granulometrica.



IDROGEOLOGIA.

Per quanto attiene alla caratterizzazione idrogeologica dei terreni presenti nell'ambito sottoposto a studio, si può operare una distinzione fondamentale.

Le litologie del basamento antico, sia metamorfiche che granitoidi, possono essere definite impermeabili o poco permeabili per fratturazione, con uno sviluppo dei fenomeni di accumulo che solitamente si manifestano in aree ad elevata intensità delle discontinuità e dove, contemporaneamente, i fenomeni alterativi sono limitati o assenti.

Queste condizioni, nell'ambito di interesse, solitamente si possono riscontrare a profondità superiori al centinaio di metri rispetto al piano di campagna, comunque mai in superficie dove le discontinuità sono occluse dai prodotti di alterazione della roccia di base, o a profondità superiori ai duecento metri rispetto alla superficie topografica, dove la pressione litostatica tende a serrare completamente le fratture e diaclasi, non rendendole più beanti.

Comportamento analogo avrebbero i calcari, se intatti e non carsificati ma, vista l'intensità del processo carsico che li interessa e l'elevato grado di fratturazione che li distingue, questi depositi presentano una permeabilità in grande piuttosto elevata.

In maniera piuttosto simile si comportano anche le lave che, ipoteticamente, sono impermeabili o poco permeabili, vista anche la propensione a trasformarsi, per alterazione, in materiali argillosi che tendono ad occludere i meati.

Di fatto la forte strutturazione, orizzontale di tipo de posizionale e verticale di tipo strutturale, consentono una certa permeabilità dell'ammasso che, di fatto consente modeste forme di accumulo idrico sotterraneo sub superficiale, soprattutto laddove le scorie di letto e tetto riescono a formare livelli impermeabili contenitivi.

Tutti i terreni della copertura recente manifestano valori da medi ad elevati della permeabilità primaria per porosità, con variazioni minime in funzione del grado di cementazione e del contenuto di materiali limoargillosi, solitamente scarso.

Il coefficiente di permeabilità di questi materiali varia tra 10^{-1} a 10^{-2} cm/sec.



Solo per i depositi francamente palustri, caratterizzati da un elevato contenuto limo-argilloso, la permeabilità diminuisce fino a valori compresi 10^{-4} a 10^{-5} cm/sec., questi però risultano estremamente localizzati e presenti solo in prossimità della foce.

La connotazione litostratigrafica che caratterizza sia l'ambito strettamente fluviale che le aree adiacenti, entrambe contraddistinte dalla presenza di un potente materasso alluvionale dotato di una potenza spesso superiore a dieci metri, origina condizioni perché in questi terreni si formi una consistente forma di accumulo idrico sotterraneo, sviluppato secondo la tipologia di falda freatica libera che ha, come letto, i terreni metamorfici e granitoidi del basamento.

Numerose indagini realizzate in interventi precedenti hanno dimostrato, di fatto, che questo acquifero si estende anche in fasce in cui può essere assolutamente esclusa la caratterizzazione subalvea.

L'estensione di questa zona di influenza non è mai costante e varia sia in funzione della granulometria dei terreni che formano l'acquifero, sia della posizione geografica in cui lo stesso è localizzato, sia ancora in virtù delle litologie che costituiscono, a livello locale, il bacino di alimentazione.

In tale senso assume importanza piuttosto rilevante la presenza del massiccio carbonatico, che garantisce una forte azione regolatrice delle portate sotterranee ed una costanza di alimentazione notevolmente superiore a quella che invece si riscontra negli acquiferi i cui bacini idrografici sono sviluppati prevalentemente su litologie metamorfiche o granitoidi.

Gli studi dimostrano che il fiume Cedrino opera costantemente una azione drenante su questi acquiferi, soprattutto su quelli più distanti, sia in maniera diretta che per tramite dei suoi affluenti, mentre genera una alimentazione diretta solo in quella fascia immediatamente adiacente all'alveo, che può raggiungere una estensione non superiore ai 500 metri per sponda, nelle condizioni morfologiche ed idrogeologiche migliori.

Questa alimentazione subalvea ha luogo sia durante le stagioni di piena che durante quelle di magra, pur presentando una ampiezza di interferenza estremamente variabile riducendosi, nel periodo autunnale a non più di un centinaio di metri, nelle aree distanti dalla foce, mentre in quelle più prossime tale valore assume valore circa doppio.



Per quanto attiene poi alle possibili interazioni tra le acque marine e fluviali, sia subaeree che sotterranee, è possibile definire modesti fenomeni di infiltrazione delle acque marine solo nella fascia costiera con ampiezza inferiore ad un centinaio di metri.

Questi fenomeni peraltro possono verificarsi esclusivamente in concomitanza con manifestazioni eoliche provenienti dal primo e dal secondo quadrante, durante i periodi di minore portata liquida del fiume.

In definitiva nell'ambito del bacino imbrifero si riscontra una forte prevalenza di terreni a bassa permeabilità primaria che, associata ad un livello di alterazione medio-alto, li rende particolarmente instabili e sensibili ai processi erosivi corticali, sia di tipo laminare che di tipo concentrato canaliforme.



CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA.

E' abbastanza evidente che, dato il livello di progettazione attuale, esclusivamente di fase preliminare, e vista la tipologia dell'intervento proposto, che di fatto non contempla la realizzazione di interventi che possano determinare sostanziali azioni di carico o di disequilibrio dei terreni e delle aree interessate dai lavori, l'aspetto squisitamente geotecnico assume importanza molo contenuta e relativamente marginale.

Come accennato precedentemente, l'approfondimento geotecnico in questa fase è rappresentato da alcuni campionamenti ed analisi di laboratorio eseguite, nell'ambito di un intervento precedente realizzato nella stessa zona, per ricavare la caratterizzazione fisica e chimica dei terreni che oggetto di scavo, al fine di valutarne il potenziale riutilizzo.

Sebbene quanto svolto risulti sufficiente ai fini progettuali, e non essendo prevista la realizzazione di alcuna opera che necessiti di ulteriori e maggiori approfondimenti, qualora necessità che scaturiscano nelle fasi progettuali successive lo rendano indispensabile, si potrà procedere ad ulteriori indagini ed analisi.

I risultati di quanto già realizzato dimostrano che i sedimenti deposti nella tratta in esame sono rappresentati prevalentemente da sabbie con una componente ghiaiosa contenuta in media entro il 20%, mentre quella più finegranulare che può essere definita come francamente limosa può essere valutata come irrilevante, vedendo la presenza delle argille praticamente assente, per lo meno per la profondità dello strato soggetto a scavo.

Proprio la scarsità della componente finegranulare permette di definirli come materiali con elevata propensione nell'utilizzo come prodotti inerti per il confezionamento del calcestruzzo, condizione che peraltro viene confermata dalle analisi chimiche eseguite per determinare la presenza di agenti contaminanti.

La potenza del banco superficiale sabbioso appare essere superiore ai tre metri, mentre più in profondità potrebbe essere presente, secondo un'analisi cronostratigrafica e sedimentologica precedente, un livello di materiali a prevalente composizione ghiaiosa.

Un modesto arricchimento di componente finegranulare, comunque a composizione sostanzialmente limosa, si riscontra solo nei livelli corticali dei sedimenti disposti prevalentemente nelle fasce esterne dell'alveo di morbida.



CONCLUSIONI.

Per quanto visto fino ad ora, tenendo conto sia delle conoscenze derivanti da studi precedenti, sia dei risultati degli studi eseguiti in questa fase di progettazione, si può riassumere che le aree interessate dai lavori presentano una sostanziale condizione di sicurezza statica geomorfologica cui si contrappone, per contro, lo stato di precarietà idraulica tipica delle fasce di esondazione dei corsi d'acqua contraddistinti da variabilità delle portate molto alta.

Tale condizione di precarietà deriva quasi esclusivamente dalla notevole abbondanza di sedimenti che occupano l'alveo del Fiume Cedrino, ostacolandone il deflusso incanalato durante gli episodi di piena, oltre che dal dimensionamento della protezione arginale, in particolare di quella posta sulla sinistra idraulica dell'area in esame.

Gli interventi previsti in questa fase progettuale sono rappresentati da opere di normale manutenzione dell'alveo, da realizzare attraverso la pulizia della vegetazione riparia e l'escavo di parte dei sedimenti che occludono il canale di deflusso del Cedrino, limitandone drasticamente la sezione idraulica.

I lavori porteranno ad una rimodellazione temporanea della savanella senza intervenire sulle fasce golenali, e garantiranno un miglioramento della capacità di deflusso relativamente contenuta, comunque sufficiente a impedire i fenomeni di esondazione prevedibili per tempi di ritorni cinquantennali, ma non consentendo alcun declassamento del livello di pericolosità idraulica delle fasce limitrofe al fiume nell'area di interesse.

Tutti i lavori contemplati in questa fase non determineranno, né durante la loro esecuzione, né in seguito al completamento, alcun incremento diretto o indiretto del grado di sicurezza geomorfologica dell'area in esame.

E' evidente che la modifica della attuale stato di equilibrio locale del corso d'acqua potrà determinare, a seguito dell'intervento, una variazione della condizione di bilanciamento tra i fenomeni deposizionali e quelli erosivi che, naturalmente dovrebbero riattivarsi in maniera retrograda procedendo dalla foce verso le porzioni più interne della piana alluvionale.



Di questo effetto dovrà tenersi conto durante gli stadi di progettazione seguenti la presente, in particolare durante la fase definitiva.

I terreni oggetto di scavo sono tutti assolutamente sciolti ed incoerenti, prevalentemente di natura granulare attritiva a composizione sabbiosa e ghiaiosa, al più limosa, mentre sono quasi del tutto assenti i prodotti finegranulari coesivi a composizione argillosa.

Questa caratteristica compositiva granulometrica li rende particolarmente appetibili per un loro eventuale e possibile riutilizzo quali inerti per l'edilizia, anche in virtù dell'elevato grado di elaborazione compositiva mineralogica, che vede quasi completamente assenti le costituenti qualitativamente scadenti, quali i litotipi metamorfici e, in particolare, quelli scistosi, molto deboli meccanicamente e chimicamente precari.

Nuoro, Marzo 2018

il geologo

Gianfranco Mulas

