



CONSORZIO DI BONIFICA DELL'ORISTANESE
Via Cagliari n. 170 – Oristano

PROGETTO PER LA RICOSTRUZIONE DELLE CORRIVAZIONI IN SINISTRA DEL CANALE ACQUE ALTE – LOTTO 1

C.A.T. P0816

C.U.P.: G21E5000590002

C.I.G.:

PROGETTO ESECUTIVO

Progettista
Ing. Gian Luca Zuddas

Studi specialistici
Idraulica: Ing. Gian Luca Zuddas
Geologia: Geol. Giovanni Mele
Calcoli statici: Ing. Gian Luca Zuddas
Archeologia: Dott. Ivan Giovanni Massimo Lucherini

Collaboratori
Ing. Eleonora Trudu
Geom. Lorenzo Matzuzi
Geom. Antioco Motzo

Responsabile del Procedimento
Ing. Giorgio Bravin

Committente
Consorzio di Bonifica dell'Oristanese
Il Presidente
Dott. Carlo Corrias

Titolo

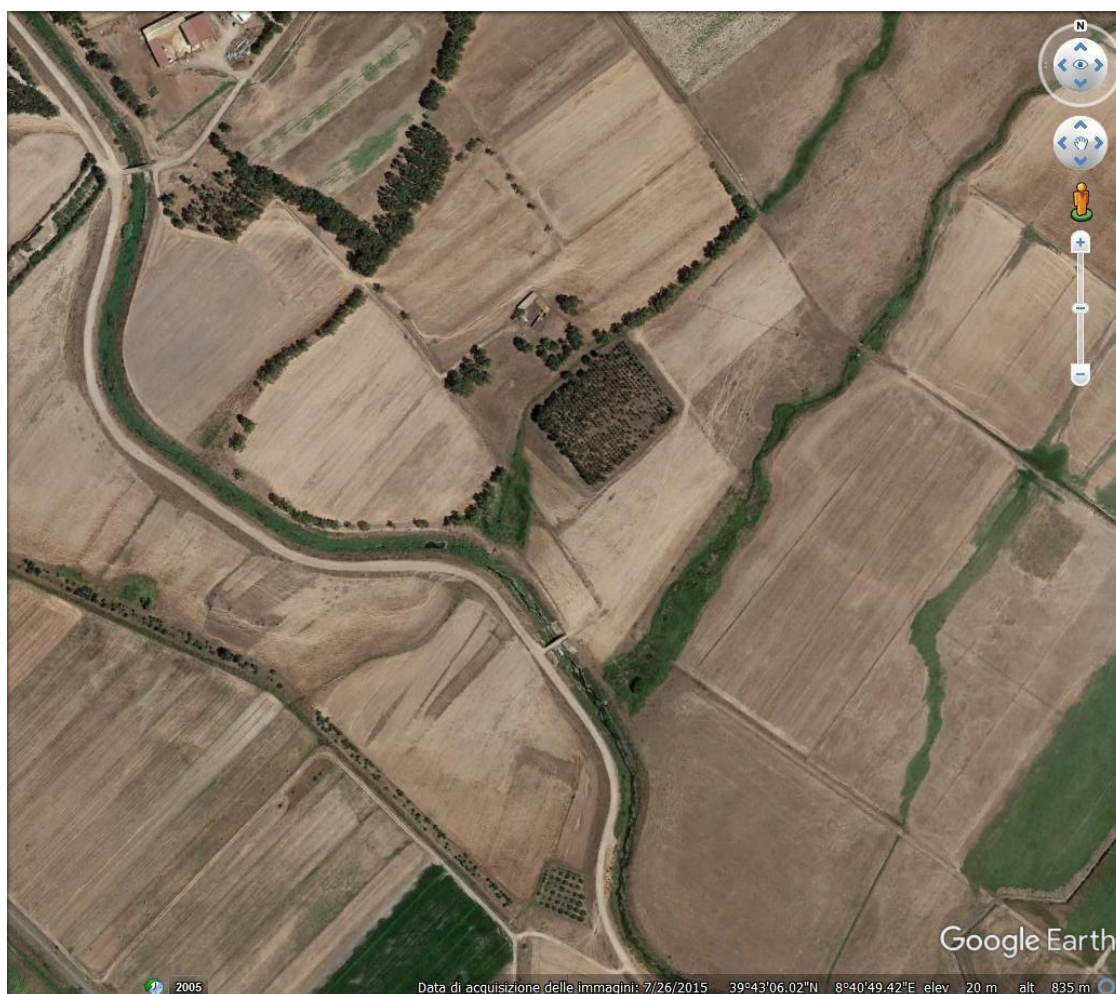
Allegato

RELAZIONE GEOLOGICA

B.1

Rev.	Data	Nome file	Redattore	Verificatore
01	20/10//2021	1503P0816relgeoRev1GM	Geol. G. Mele	Ing. Giovanni Manca

CONSORZIO DI BONIFICA DELL'ORISTANESE (ORISTANO)



PROGETTO PER LA RICOSTRUZIONE DELLE CORRIVAZIONI IN SINISTRA DEL CANALE DELLE ACQUE ALTE – URAS

RELAZIONE DI MODELLAZIONE GEOLOGICA

**IL GEOLOGO
DOTT.GIOVANNI MELE**

URAS MARZO 2017

1-INTRODUZIONE

Il Consorzio di Bonifica dell'Oristanese intende realizzare il progetto per la ricostruzione delle corrivazioni in sinistra del Canale delle Acque Alte, I° Lotto, in comune di Uras. A tale scopo sul sito in esame è stata effettuata una indagine volta a ricostruire la modellazione geologica e a programmare le indagini geognostiche in vista della relazione di modellazione geotecnica.

2-INQUADRAMENTO GEOGRAFICO ED OROGRAFICO

Il comune di Uras, (dal greco ouros= vacca), posto a circa 20 metri slm, ricade nella Sardegna Centrale ed amministrativamente appartiene alla provincia di Oristano.

Il suo territorio, delimitato dai territori dei comuni di Terralba e Morgongiori a nord, Masullas e Mogoro ad Est, Mogoro e San Nicolò d'Arcidano a Sud, San Nicolò d'Arcidano ad ovest, ricopre una superficie di circa 3.936 ha, occupando la parte Sud-occidentale del Monte Arci, e parte della piana del campidano di Oristano, nel tratto attraversato dal corso medio-basso del Rio Mogoro, quasi al confine con la provincia di Cagliari.

Il confine comunale passa poco a nord di Santa Suina, procede rettilineo verso sud-est, fino alla collina che delimita in destra idrografica Canale Solapemu, dove devia verso est e prosegue alla base del dosso costituito da Perda Arrubiu-Conca Cannas, procede quindi verso sud fino ad intercettare la S.P. 422, presso il km 44,450, la SS 131 in prossimità del km 63,500, e la ferrovia in corrispondenza del ponte sul Rio Mogoro. Raggiunta la località di Sa Pilla Bingias, il confine comunale, disegnando uno stretto vertice, devia bruscamente verso NO, raggiunge la località Pou Fundoni, attraversando prima Pauli Craxa e quindi Serra Arena, dove intercetta la SP. per San Nicolò d'Arcidano. Da questo punto il confine prosegue in direzione nord-nord-est e, dopo aver nuovamente attraversato il Rio Mogoro tra Pauli Colostu e Pisaniscus, raggiunto il Rio Prunixedda devia verso nord-est e raggiunge Santa Suina.

Il territorio comunale è compreso nelle seguenti tavolette della Carta D'Italia serie M891 dell'IGMI, in scala 1:25.000:

- F°217 II SO denominata Mogoro
- F° 217 III SE denominata Terralba,;

nelle seguenti sezioni della Carta Topografica d'Italia in scala 1:25.000 dell'IGMI Serie 25 Ed. 1 del 1994:

- F° 538 - Sez. I - Terralba;
- F° 538 - Sez. II - San Nicolò d'Arcidano;
- F° 539 - Sez. IV Ales;
- F° 539 - Sez. III - Mogoro;

nelle seguenti sezioni della Carta Tecnica dell'Italia Meridionale in scala 1:10.000 della R.A.S. edita nel 2000:

- F° 538 - Sez. I - Terralba;
- F° 538 - Sez. II - San Nicolò d'Arcidano;
- F° 539 - Sez. IV Ales;
- F° 539 - Sez. III - Mogoro;

e negli elementi della Carta Tecnica dell'Italia Meridionale in scala 1:5.000 edita dalla CASMEZ 1978:

- F° 528-C-4-I - Palmas Arborea;
- F° 528-C-4-II - Nuraghe Nuraciana;
- F° 528-D-4-I - Cantoniera S. Anna;
- F° 529-C-1-III - Tiria;
- F° 529-C-1-IV - San Quirico;
- F° 529-D-1-IV Campu Forru;
- F 529-D-2-III Punta Pranu Stodda.

Il territorio comunale è compreso tra la quota minima di 9.00 m slm, che si rileva presso il Rio Prunixedda, in prossimità del limite settentrionale del territorio comunale, e la quota massima di circa 340 m slm, che si rileva invece lungo il limite sud-orientale del Comune, alla base del rilievo di Perda Arrubia.

L'altimetria, che tende a decrescere da SE verso NO e da est verso ovest, permette di suddividere l'area nei seguenti settori, con caratteristiche orografiche differenti:

- a) settore orientale, compreso tra l'isoipsa dei 340 m e l'isoipsa dei 100 m slm, costituito dalle propaggini sud-occidentali del versante occidentale del Monte Arci.
- b) settore centro-orientale, costituito dalla fascia pedemontana dell'Arci, compreso tra l'isoipsa dei 100 m e quella dei 50 m;
- c) settore centro-occidentale, costituito dalla pianura del Campidano, compreso tra l'isoipsa dei 50 m e l'isoipsa di 9 m. Questa zona è quella interessata dal progetto.

Il tratto di territorio che occupa le propaggini sud-occidentali del versante occidentale dell'Arci, di estensione assai limitata, costituisce il settore orograficamente più complesso del territorio comunale.

Il versante da acclive a mediamente acclive, è smembrato in sub-superfici dalle incisioni dei torrenti che drenano le acque superficiali in pianura.

Localmente le pendenze superano il 50%, come nel tratto sommitale di Murittu, o come nel versante che sovrasta la grande cava di perlite a nord e a sud di canale Perdera e tra Canale Perdera e Canale Solapemu.

Gli impluvi che solcano il versante, impostati lungo le principali discontinuità del massiccio vulcanico, sono caratterizzati da valli strette, spesso asimmetriche, con fondi valle a pendenza da media ad elevata.

La fascia pedemontana, che raccorda le aree altimetricamente più elevate e la sottostante pianura, stretta ed allungata in direzione N-S, costituisce un dolce declivio, con pendenze generalmente dolci, comprese tra il 5% ed il 20%.

Questo dolce declivio è attraversato e localmente inciso dai corsi d'acqua che scendono dal versante occidentale dell'Arci.

Il tratto di territorio che ricade nel Campidano costituisce una vasta superficie regolare, da ondulata a pianeggiante, degradante dolcemente verso ovest, caratterizzata dal tratto medio-basso del Rio Mogoro, che lo attraversa procedendo da SE verso NO, e dalla rete di piccoli impluvi, orientati prevalentemente NE-SO, che scendono dall'Arci. Questi piccoli torrenti, un tempo emissari del Mogoro, dopo i lavori di bonifica, che hanno interessato tutto il settore, sono intercettati dal Canale acque alte del Consorzio di Bonifica dell'Oristanese e sono quelli interessati dai lavori in oggetto.

Localmente sono presenti delle piccole aree depresse che, prima dei lavori di bonifica, davano luogo a zone paludose, come in località Pauli Giuncu, Pauli-Colostru-S'Arrideli e Pauli Craxa. Quest'ultima palude continua ad essere attiva durante i periodi piovosi.

3-INQUADRAMENTO CLIMATICO

Per delineare i caratteri climatici del territorio comunale sono stati analizzati i regimi dei principali parametri meteoclimatici. A tal fine sono state acquisite le serie storiche dei parametri meteorologici, in particolare i dati pluvio-termometrici, anemometrici, di umidità dell'aria, dell'insolazione, della pressione atmosferica, della nuvolosità e del regime idrico dei suoli, rilevati nelle stazioni meteorologiche ricadenti nel territorio in esame ed in quelle ubicate nel suo intorno.

I dati utilizzati provengono dalla sezione del Genio Civile di Cagliari dell'Assessorato Regionale ai Lavori Pubblici, dagli Uffici Regionali dell'ENEL, dall'EAF, dalla Marina Militare e dall'Atlante della Sardegna (Pracchi et alii).

Il diversi regimi meteoclimatici sono stati definiti elaborando ed analizzando le osservazioni giornaliere, rilevate dal 1951 al 1980 nelle stazioni meteorologiche di, Ales, Bannari-Usellus, Mogoro diga, Monte Arci, Oristano, Sant'Anna, Santa Giusta, Santa Lucia, Santa Vittoria e Simaxis

Il regime termico dell'area è caratterizzato da valori di temperatura media annua che variano tra i 14°C ed i 17°C. I valori più bassi caratterizzano i settori altimetricamente più elevati, mentre quelli più alti sono tipici della zona di pianura.

La temperatura media massima è di 28°C la diurna e di 18°C la notturna nel mese di luglio, la media minima è di 12°C la diurna e 4 °C la notturna nel mese di gennaio.

Le escursioni termiche annue variano tra i 14,3°C ed i 17,4°C mentre le escursioni termiche diurne sono comprese tra i 6,1°C ed i 12°C.

Le variazioni giornaliere della temperatura mostrano un andamento sinusoidale con un picco di minima nel primo mattino (temperatura minima diurna) ed uno di massima (temperatura massima diurna) che si registra poco dopo il mezzogiorno locale.

In condizioni di cielo sereno il minimo si verifica intorno all'alba, mentre il massimo circa due ore dopo il passaggio del sole sullo zenit del luogo.

I valori della temperatura indicano che il territorio comunale è caratterizzato da un regime di tipo termico per l'influenza dell'effetto mitigante del mare e secondariamente per l'effetto dell'esposizione.

Il valore medio delle radiazione solare è di circa 165 W/mq, con i massimi di circa 180 W/mq nelle zone altimetricamente più elevate ed i minimi di 150-170 W/mq nelle basse aree di pianura.

In media si hanno 133 giorni sereni, 117 nuvolosi e 115 coperti, con nuvolosità minore ai 3/10 di cielo aperto. La nuvolosità mostra un debole incremento mano che si passa dalla pianura verso il Monte Arci.

Le precipitazioni medie annue variano tra i 400 mm/anno ed i 750 mm/anno man mano che si passa dalla zona di pianura alle zone altimetricamente più elevate del territorio comunale.

Per tutte le stazioni considerate le precipitazioni sono generalmente concentrate nel periodo autunno-invernale ed il maggior quantitativo di pioggia cade nel mese di dicembre. Il periodo estivo è caratterizzato per tutte le stazioni da una accentuata aridità, con anni nei quali il periodo secco si prolunga anche per otto mesi. Nel periodo invernale, nel mese di gennaio e talvolta di

febbraio, si possono verificare alcune settimane di tempo secco, le cosiddette secche di gennaio.

La piovosità massima giornaliera è di 110 mm, con media annua di giorni piovosi tra i 61 ed i 70 gg. Per alcune stazioni non sono rari gli eventi meteorici che registrano valori 80-100 mm nell'arco delle 24 ore. Questi eventi straordinari si verificano anche nel periodo secco e non come viene naturale pensare nel periodo autunno-inverno, nel quale sono concentrate le piogge. Tra gli eventi straordinari particolarmente intensi sono degni di nota quelli del febbraio 1923, del marzo 1936, dell'ottobre 1951, del giugno 1953, del gennaio 1971 e del giugno 1977. L'evento del 1977 diede luogo a precipitazioni di notevole entità che interessarono il monte Arci e parte della piana di Oristano, con punte di piovosità pari a 160 mm/giorno.

Questi dati sono stati sconvolti dalle precipitazioni del 13 Novembre 2013, quando in seguito all'evento denominato "Ciclone Cleopatra" si sono avute precipitazioni dell'ordine dei 400 mm in poche ore.

Le precipitazioni nevose non sono frequenti. Solo nelle località di altitudine superiore ai 500 m slmm, quando nel periodo invernale e talvolta primaverile le temperature si abbassano notevolmente, si possono avere precipitazioni nevose. Le nevi tendono a sciogliersi velocemente. Nel settore pianeggiante le precipitazioni nevose sono rare.

Nel complesso l'area esaminata mostra un regime pluviometrico con una piovosità di media entità, concentrata nel periodo invernale, con estati rigorosamente asciutte, solo qualche volta interessate da eventi temporaleschi anche eccezionali. La primavera è generalmente scarsa di apporti mentre l'autunno è sovente più ricco dell'inverno. Buona parte degli eventi meteorici di rilievo ha avuto luogo in periodo autunnale e precisamente tra ottobre e dicembre, con episodi notevoli anche nei primi 2 mesi dell'anno.

Il regime pluviometrico risulta estremamente irregolare con forti variazioni tra anno ed anno. All'andamento tipico mediterraneo ogni tanto si alterna quello mediterraneo di transizione caratterizzato da due periodi piovosi, uno in inverno ed l'altro in primavera. Nell'arco di tempo coperto da osservazioni si notano alcune serie di anni particolarmente siccitosi, così come non sono infrequenti eventi pluviometrici di portata straordinaria.

I valori di umidità relativa sono dell'ordine dell'84% in gennaio, dell'82% in aprile, del 77% in luglio e dell'80% in ottobre. L'umidità relativa media annua per il settore montano si aggira intorno al 71%. I valori di umidità dell'aria decrescono debolmente passando dalla parte del territorio comunale più prossimo alla costa verso la parte più interna, e dall'inverno all'estate.

La pressione atmosferica media annua, ridotta al livello del mare, relativa alla stazione di Oristano, è di 1052,5 mb, con un massimo di 1015,7 mb nel mese di luglio ed un minimo di 1014,5 mb nei mesi di gennaio e aprile.

L'area esposta geograficamente a ponente è caratterizzata da un'elevata ventosità. I venti dominanti sono quelli provenienti dal IV quadrante (maestrale e di ponente), che spesso raggiungono e superano la velocità di 25 m/s, e quelli provenienti dal II e III quadrante (scirocco e libeccio). Nel periodo invernale risultano nettamente prevalenti i venti del I e IV quadrante con particolare frequenza per il ponente, il maestrale ed il grecale. Nel periodo estivo prevale nettamente il ponente con il maestrale con subordinato libeccio. Le giornate di calma sono 20 su 100, in quanto l'area risente della vicinanza con la costa dove si instaurano regimi di brezze costiere.

Il bilancio idrico secondo Thornthwaite produce un deficit idrico fra i mesi di maggio ed ottobre.

L'area in esame ricade nella fascia climatica del clima temperato da sub-umido a sub-arido, tipicamente mediterraneo con estati asciutte ed inverni miti e debolmente piovosi. Secondo la classificazione climatica di Thornthwaite, si tratta di un clima mesotermico, B2, da sub-umido a sub-arido, con eccedenza idrica invernale da moderata e scarsa.

4-INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

Per meglio definire i caratteri geologici del territorio comunale è necessario inquadrare l'assetto geologico-strutturale della regione nella quale ricade il territorio in oggetto con particolare riguardo alla genesi e stratigrafia dell'edificio vulcanico del Monte Arci ed alla genesi e stratigrafia della pianura del Campidano.

Gli eventi geologici responsabili dell'attuale assetto geo-strutturale dell'area in esame si possono far iniziare nel Terziario, durante l'Oligocene medio quando, per la collisione della placca africana con quella europea, si ebbe la rototraslazione del blocco sardo-corso e l'apertura del rift sardo (fossa sarda), con la suddivisione del basamento cristallino paleozoico, strutturalmente già evoluto, in due horst (pilastrici).

L'apertura della fossa tettonica, che si sviluppava dal Golfo dell'Asinara al Golfo di Cagliari, con una larghezza di circa 40 km, fu seguita da un'intensa attività vulcanica sintettonica, che portò al parziale riempimento della stessa, come testimoniano le estese coperture vulcaniche della Planargia, del Bosano, del Montiferru, quelle carotate nel Campidano, quelle affioranti nella Marmilla, quelle che diedero luogo al primo nucleo dell'edificio vulcanico plio-quadernario del Montiferru e che si rinvergono lungo i bordi orientali del Monte Arci.

La subsidenza all'interno della fossa fu attiva per un lungo periodo, cosicché il mare miocenico vi penetrò, come testimoniano i numerosi affioramenti di sedimenti marini miocenici nel Meilogu-Logudoro a nord e lungo i bordi della fossa campidanese nel centro-sud, nella Marmilla, nella Trexenta ad est e di Funtanazza e del Cixerri ad ovest.

Le indagini di superficie e le numerose perforazioni profonde eseguite in Campidano hanno permesso di ricostruire la serie miocenica nel settore centrale della "fossa sarda". Essa presenta spessore di circa 1500 m, di cui circa 300-400 m di ambiente continentale ed il restante di ambiente marino. In funzione della posizione rispetto all'evoluzione della fossa stessa, i terreni che in essa si rinvergono sono stati suddivisi in depositi pre-rift, syn-rift e post-rift, (Cherchi e Montardet, 1982, 1984).

I depositi pre-rift, costituiti dai depositi detritici continentali eocenici della formazione del Cixerri, si rinvergono nella parte basale della fossa e costituiscono i termini più antichi carotati nel Campidano.

I prodotti del ciclo vulcanico oligo-miocenico ad affinità calco-alcalina auct., i sedimenti continentali della formazione di Ussana, i sedimenti in facies marina delle Arenarie di Gesturi, in eteropia con i Calcari di Isili e con le Marne di Ales (Cattiano sup.) ed il successivo complesso vulcano-sedimentario della formazione della Marmilla (Aquitano) in eteropia con i Calcari di Villagrecia vengono classificati come syn-rift, in quanto la loro messa in posto è avvenuta durante l'attività tettonica collegata all'apertura stessa della fossa.

I depositi post-rift, così detti perché formati al termine dell'attività tettonica che provocò l'apertura della fossa e quando il mare miocenico entrò stabilmente nella stessa, sono rappresentati dalla sequenza sedimentaria marina costituita alla base dalle Marne di Gesturi (Burdigaliano medio e sup.-Langhiano sommitale), che poggiano sulla formazione della Marmilla (Burdigaliano inf.), dalle argille di Fangario (Langhiano sup-Serravalliano inf.), dalle

arenarie di Pirri (Serravalliano) seguite dal Calcare di Cagliari suddiviso in tre subunità e datato Serravalliano-Messiniani inf..

Le tensioni tettoniche responsabili del sistema di rift, datate Oligocene medio-Aquitano, hanno lasciato testimonianza degli stress sia nel sedimentario che nel vulcanico con direzione prevalente N 80° E. Questa fase è stata seguita da una fase tettonica di età burdigaliana, probabilmente dovuta alla collisione fra il blocco sardo-corso e la placca Apuliana, testimoniata dalle lineazioni N 40° E.

Le lineazioni N 140°, riconoscibili in numerosi affioramenti, testimoniano la fase tettonica compressiva messiniana responsabile anche del contatto discordante fra i sedimenti marini messiniani e quelli marini pliocenici. Questa fase tettonica è correlabile con movimenti orogenetici alpini che determinarono la presunta chiusura dello Stretto di Gibilterra e della zona di Suez, seguita dall'evaporazione quasi completa del Mediterraneo. In Sardegna l'effetto diretto del prosciugamento del Mediterraneo è rappresentato dalla fine dell'invasione marina miocenica, testimoniata nella penisola del Sinis dagli ultimi depositi marini miocenici in facies da marina ad evaporitica.

Dopo l'ingressione marina miocenica le aree precedentemente sommerse divennero sede di un'intensa attività erosiva, come evidenziato da una netta superficie di erosione che tronca la sequenza stratigrafica miocenica.

Nel Plio-Quaternario la ripresa dell'attività tettonica è testimoniata dal ringiovanimento, lungo i bordi paleozoici, di una serie di faglie parallele con direzione NNO-SSE, che determinarono la formazione del graben campidanese. Il graben campidanese (fossa) si sovrappone al settore centro-meridionale del rift sardo.

A questa fase tettonica è inoltre legato un nuovo ciclo vulcanico, a carattere alcalino, che ha dato luogo all'edificio vulcanico di Monte Arci ed agli espandimenti basaltici.

La successiva ripresa dell'attività erosiva, guidata dalle discontinuità tettoniche, ha agito con maggior intensità sulle litologie più erodibili. Il materiale eroso, trasportato a valle dalle acque incanalate venne depositato nella fossa del Campidano fino a colmarla.

Nel Campidano la continua subsidenza e la mancanza di pendenze adeguate, ha localmente consentito il permanere di vaste zone depresse, come per esempio lo stagno di Sanluri e l'anello "lacustre" attorno al Golfo di Oristano e quello attorno a quello di Cagliari.

In tempi geologici più recenti, e soprattutto durante le glaciazioni, l'erosione ha poi continuato il modellamento della regione ed ha portato gradualmente all'attuale configurazione morfologica dell'area, caratterizzata da una vasta pianura delimitata da pilastri tettonici di varia natura litologica ed età.

In questo periodo sono stati depositi lungo i corsi d'acqua principali coltri alluvionali e si sono formati depositi di pendio ed eluvio-colluviali che ricoprono e raccordano i versanti delle colline e dei massicci vulcanici con l'attigua zona pianeggiante.

La sequenza stratigrafica del Campidano

La sequenza stratigrafica del settore meridionale del Campidano di Oristano è stata ricostruita sulla base dei risultati di una perforazione profonda eseguita nei primi anni '60 per una ricerca di idrocarburi promossa dalla Regione Autonoma della Sardegna.

Il sondaggio eseguito presso Case Sassu (tra lo Stagno di S'Ena Arrubia e l'ex stagno di Sassu), raggiunse la profondità di 1802 m ed attraversò i seguenti terreni:

- Sabbie limi argillosi, con livelli di conchiglie marine e di stagno (Quaternario) da 0 a 33 m;
- Argille, limi e scarse sabbie ciottolose in facies alluvionale e palustre (Quaternario) da 33 a 94 m;
- Argille grigiastre, limi e rare sabbie in facies prevalentemente alluvionale, con resti di gasteropodi d'acqua dolce e di piante palustri (Pliocene sup.) da 94 a 304 m;
- Basalto, grigio scuro, compatto, in colate, da 304 a 310 m;
- "Formazione di Samassi", costituita da alternanze di limi marnoso-calcarei, talora sabbiosi, conglomerati a ciottoli di marne mioceniche prevalenti, argille e marne ad abbondanti foraminiferi miocenici e pliocenici rimaneggiati, in facies fluvio-torrentizia e subordinatamente lacustre (Pliocene medio-superiore) da 310 a 730 m;
- Marne arenacee a foraminiferi e resti di molluschi marini (Pliocene inf.) da 730 a 820 m;
- Complesso sabbioso-ciottoloso, argillo-marnoso e sabbioso-marnoso sterile (Messiniano?) da 820 a 870 m;
- Alternanze di marne ed arenarie fini di ambiente di mare aperto, a foraminiferi e lamellibranchi (Tortoniano-Burdigaliano) da 870 a 1430 m;
- Marne prevalentemente arenacee ed arenarie con intercalazioni tufacee, piroclastiche e probabilmente laviche, andesitico-basaltico, talora in giacitura caotica (Burdigaliano-Aquitano) da 1430 a 1802 m.

I dati di questa perforazione profonda sono stati correlati con quelli acquisiti con i pozzi Oristano 2 ubicato presso Riola e con Quello Campidano 1 ubicato presso Villasor, ed hanno permesso di ricostruire la sequenza stratigrafica campidanese.

Il complesso vulcanico del Monte Arci

Il complesso vulcanico del Monte Arci coinvolto nella tettonica di sprofondamento della fossa campidanese, a struttura a nucleo centrale, ricoperto da un mantello discontinuo di lave basaltiche, si inserisce in modo abbastanza particolare nel vulcanismo oligo-miocenico ed in quello plio-pleistocenico della Sardegna.

La sua origine inizia nell'Oligo-Miocene ed è legata al ciclo vulcanico che si attivo durante l'apertura della "Fossa sarda". Ma si deve al ciclo vulcanico plio-pleistocenico, il cui inizio si fa risalire, sulla base di datazioni assolute eseguite sulle tracce di fissione delle ossidiane, a circa 5,5 milioni di anni fa, l'attuale conformazione dell'edificio dell'Arci.

Il primo ciclo vulcanico ad affinità calco-alcalina, tipico di aree di convergenza di placche, ha dato origine soprattutto a lave, ignimbriti e tufi associati, a composizione andesitica, riolitica, dacitica, che non si rinvencono in affioramento nell'Arci, ma nelle immediate vicinanze sia ad est che a nord-est del massiccio. Questo ciclo vulcanico termina in tutta l'Isola con l'ingressione del mare miocenico, mentre nell'area dell'Arci si protrae anche durante il ciclo

marino, come testimoniano le lave sottomarine di età langhiana che si rinvencono nella serie miocenica.

Queste manifestazioni vulcaniche sottomarine, che si trovano a varie quote, dai circa 600 metri presso Trebina Lada ai circa 300 lungo la strada per Morgongiori e ancora più in basso verso Masullas, disturbano la regolarità della sequenza sedimentaria miocenica. Esse sono rappresentate da lave andesitico-basaltico a cuscino (pillow lava), ialoclastiti infrasedimentarie e breccie monogeniche di lave a cuscino. La loro origine sembra dovuta all'instabilità del fondo del mare miocenico, legata ai fenomeni di sprofondamento, che in questa zona sono stati più rapidi che in altre aree della fossa sarda. Esse danno utili indicazioni sulla paleogeografia dell'Arci prima dell'emissione delle lave plio-pleistoceniche.

Il ciclo vulcanico plio-pleistocenico, di tipo fissurale, verificatosi all'interno di una placca in relazione a movimenti distensivi, è caratterizzato da una attività vulcanica sub-aerea di tipo effusivo, a lave prevalentemente basaltiche e pochi prodotti piroclastici.

La sequenza vulcanica inizia con lave acide, assai viscosi e ricche in silice, petrograficamente classificate come rioliti, che sono venute a giorno nel Pliocene medio-superiore, presumibilmente attraverso il sistema di faglie che delimitano il bordo orientale del Campidano di Oristano.

Le rioliti, in potenti colate, hanno ricoperto la sequenza vulcano-sedimentaria miocenica, per spessori di 300-400 m, dando corpo al nucleo centrale dell'Arci, lungo circa 13 km e largo circa 7 km.

Queste vulcaniti si presentano in facies lavica, perlitica ed ossidianacea. La facies lavica, da massiva a fittamente foliata fino a vescicolata, passa frequentemente alla facies perlitica, all'interno della quale sono presenti inclusi di ossidiana, da meno di un centimetro a diversi decimetri di diametro.

Le rioliti, di colore da grigio cenere a rosato conservano tracce di fluidalità. Le perliti sono invece generalmente grigie, talvolta tendono all'azzurro verdastro. Le ossidiane sono costituite da una pasta afanitica, generalmente nera, localmente anche rossastra.

Alle lave riolitiche sono associati tufi cineritici e pomicei, di colore bianco-grigiastro, ben stratificati, localmente gradati, che si rinvencono sparsi nell'Arci in limitati affioramenti, spesso anche distanti dai centri di emissione. In alcuni affioramenti, come quello alla base di Pranu Santa Lucia si presentano rimaneggiati con resti vegetali, rappresentati da foglie di aceri, querce e conifere. La facies piroclastica associata alle rioliti, mostra la migliore esposizione a Pitzu Maialis, presso Morgongiori.

Le rioliti e le facies associate costituiscono un termine litologico molto diffuso nel monte Arci. Esse si rinvencono, con estesi affioramenti sia nella zona sommitale dell'edificio vulcanico, come in zona Laccu Sa Vitella - Genna Spina, sia nella parte basale del versante occidentale, come in regione Pranu Braxiuergiu.

I principali affioramenti delle facies ricche di ossidiana si trovano nei territori di Pau, a Sennixeddu, e di Masullas, a Conca Cannas, anche se numerosi piccoli affioramenti si rinvencono nella zona di Laccu sa Vitella e nel versante occidentale, dove è presente la riolite.

La sequenza prosegue con la messa in posto di lave a chimismo intermedio, rappresentate prevalentemente da lave dacitiche, subordinatamente da andesiti, localmente da lave indifferenziate.

Le lave dacitiche, in potenti colate, si presentano in diverse facies, da quella più tipica di lava a grigio-scura, con riflessi azzurri, ad evidente fessurazione lastriforme, a quella vitrofirica od ossidianoide. Talvolta la base delle colate è costituita da un vitrofiro leggermente bollosa.

La facies tipica si incontra lungo la strada che porta a Laccu sa Vitella e nella parete verticale tra Bruncu Isfogaius e Nuraghe Paiolu in agro di Palmas Arborea. La formazione è caratterizzata da erosione alveolare, che spesso si evolve in tafoni e grotticelle di erosione.

Le lave dacitiche-andesitiche sono presenti soprattutto a nord della zona di Laccu sa Vitella, mentre quelle indifferenziate nel territorio di Palmas Arborea. Queste ultime sono una via di mezzo fra le rioliti sottostanti e le lave intermedie.

Seguono le lave trachitiche costituite da trachiti alcaline, solitamente di colore da grigio chiaro a grigio brunastro o roseo-violaceo, con evidenti cristalli di sanidino sodico.

Una facies vitrofirica nerastra costituisce il livello basale della formazione.

I rapporti stratigrafici delle trachiti con le altre formazioni vulcaniche non sono molto chiari. Alcuni Autori le considerano precedenti alle daciti, in quanto a Cuccuru Mattivi sembra che le trachiti giacciono sotto le daciti, mentre a Su Columbariu, dove non affiorano né le rioliti né le daciti, esse poggiano discordanti sulle brecce delle lave a cuscino del Langhiano.

Queste lave, poco frequenti in affioramento, si trovano nella parte centrale del Monte Arci, nella zona di Is Benas, in agro di Morgongiori, e nelle falesie di Su Columbariu. Esse sono molto diffuse in ciottoli nei greti dei torrenti che scendono dall'Arci.

La sequenza vulcanica è chiusa da prodotti lavici a chimismo basico. Si tratta di basalti a tendenza alcalina (da transizionali ad alcalini), basalti subalcalini e andesiti basaltiche, di colore grigio scuro, compatti, afanitici o debolmente porfirici per cristalli di olivina, pirosseno e plagioclasio, con locali noduli ultrafemici.

I diversi tipi litologici, che costituiscono la serie delle lave basiche, difficilmente differenziabili macroscopicamente, sono stati differenziati solo con analisi chimiche e petrografiche.

Gli affioramenti di lembi del mantello basaltico di copertura si rinvencono un pò in tutto il massiccio, indicando che queste lave in origine erano arealmente molto più estese e che le stesse, al momento della loro emissione, erano caratterizzate da un'elevata fluidità.

In genere le lave ricoprono i prodotti vulcanici precedenti o i sedimenti miocenici con colate poco potenti o con una singola colata, come indica la scarsa diffusione di livelli arrossati o superfici scoriacee.

Solo a Pranu Santa Lucia, un vasto espandimento basaltico, si può riconoscere una successione di cinque colate sovrapposte, per uno spessore complessivo di 25-30 m.

Nelle località dove i basalti ricoprono direttamente le rioliti, come per esempio a Conca Cannas, si nota una certa discordanza angolare, che indica che tra un evento ed il successivo è trascorso un certo intervallo di tempo.

Nel Monte Arci non sono numerosi i centri di emissione, si può quindi ipotizzare che il tipo di emissione prevalente sia stato quello fissurale.

Sulla base di considerazioni morfologiche gli unici rilievi che si possono classificare come tali sono i dossi di Perda Arrubia e Perda de Pani per il settore occidentale, e Cuccuru Aspru in

quello orientale, forse il più riconoscibile, e che ha dato origine all'espandimento di Pranu Santa Lucia.

Sono invece numerosi i dicchi di alimentazione messi in risalto dall'erosione che li ha isolati rispetto alle rocce circostanti, fra i quali spiccano poderosi i torrioni di Trebina Longa, il punto più alto dell'Arci, e di Trebina Lada, ed i filoni, tra i quali i più importanti sono i filoni di Murus, di Paris de Benas, di Sa Dispensa e di Acquafrida, che ricalcano ovviamente le direttrici tettoniche principali.

Il centro eruttivo basaltico principale dell'Arci sembra essere quello che fa capo alle trebine. Le due massime culminazioni morfologiche del monte, costituite da un basalto che La Marmora definì doleritico, si elevano dal substrato riolitico, come due torrioni isolati, interpretabili come camini vulcanici messi a nudo dall'erosione. Il rilievo circostante ricorda la forma di un cratere slabbrato, dove i prodotti lavici e scoriacei, assenti, potrebbero essere stati smantellati nel tempo da processi erosivi.

I lineamenti tettonici presenti nella montagna hanno direzioni piuttosto variabili. Nel settore meridionale e centro-occidentale del massiccio la direzione prevalente è N-NW-S-SE, in linea con il Campidano. Nella parte nord-orientale la direzione prevalente è invece N-NE-S-SW. A queste linee principali se ne aggiungono altre secondarie che suddividono la montagna in varie unità abbastanza individuabili, specialmente laddove l'erosione ha isolato lembi della originaria copertura basaltica.

Il risultato principale e più evidente di queste linee tettoniche è l'asimmetria geologica e morfologica del Monte Arci che, a pianta ellittica, con asse maggiore circa nord-sud e culminazione al centro, con gli 812 m di Trebina Longa, mostra uno sbandamento generale verso il Campidano.

Sul versante occidentale, quello campidanese, le vulcaniti scendono sino alla piana. I fianchi sono molto acclivi, l'erosione notevole, come testimoniano le valli di svuotamento e i conoidi allo sbocco delle stesse. Nella parte orientale prevalgono invece i plateaux basaltici, che si raccordano con i sottostanti sedimenti miocenici con una netta scarpata rocciosa.

Tale asimmetria non è invece osservabile in senso Nord-Sud, per cui si può ipotizzare che la struttura del Monte Arci fosse quella di un vulcano a scudo, frammentata poi da una ripresa tettonica successiva.

L'attività vulcanica è stata di tipo effusivo lento, data la quasi totale mancanza di episodi esplosivi.

5-CARATTERI GEOLOGICI E STRATIGRAFICI DEL TERRITORIO COMUNALE

Nel territorio comunale sono presenti termini che vanno dalle vulcaniti terziarie del Monte Arci ai depositi detritici recenti e attuali.

In dettaglio la sequenza stratigrafica, dal basso in alto, è la seguente::

1. Vulcaniti plio-pleistoceniche

- Lave acide | - Rioliti in colata (Pliocene)
- Rioliti in facies perlitico-ossidianacea (Pliocene)

- Basalti subalcalini in colata (Pliocene)
- Lave basiche |
- Andesiti basaltiche spesso porfiriche (Pliocene)

2. Depositi sedimentari plio-quadernari

- Alluvioni antiche e conoidi alluvionali del Monte Arci (Pleistocene);
- Depositi argillosi in superficie passanti a ciottolosi in profondità (Pleistocene)
- Depositi alluvionali ciottoloso-sabbiosi in prevalenza, ricoperti da antiche sabbie eoliche probabilmente wurmiane (Pleistocene superiore);
- Alluvioni eterometriche mediamente cementate, rimaneggiate ciottolose e sabbiose (Olocene);
- Depositi limosi e argillosi di ambiente palustre (Olocene);
- Depositi alluvionali sciolti sub-attuali ed attuali (Olocene);
- Detrito di falda (Olocene).

VULCANITI PLIO-PLEISTOCENICHE

I prodotti del ciclo vulcanico oligo-miocenico ed alcuni termini del vulcanismo plio-quadernario, così come i sedimenti miocenici, che caratterizzano il Monte Arci e le aree limitrofe, non affiorano nel territorio di Uras.

Il termine più antico presente nel territorio comunale è rappresentato dalle lave acide.

Queste lave, messe in posto in potenti colate, petrograficamente classificate come rioliti, si presentano in facies lavica, perlitica ed ossidianacea.

Le rioliti in facies lavica, di colore da grigio cenere a rosato conservano tracce di fluidalità. Questa litofacies, da massiva a fittamente foliata fino a vescicolata, è caratterizzata dalla presenza di rari cristalli di biotite e frequenti cristalli feldspatici. Essa affiora nel dosso roccioso che si sviluppa sopra la località Murittu, estendendosi verso est, dove, fuori dal territorio comunale, è parzialmente ricoperta dalle andesiti basaltiche.

La facies lavica delle rioliti passa frequentemente alla facies perlitica, all'interno della quale sono presenti inclusi di ossidiana, da meno di un centimetro a diversi decimetri di diametro.

Le perlitici sono generalmente grigie, talvolta tendenti all'azzurro verdastro, vetrose e caratterizzate da struttura microsferulitica, da un elevato contenuto d'acqua, spesso oltre il 10%, compatte, anche se generalmente fragili e con peso specifico di 2,3-2,4 kg/cmq. Questo materiale se sottoposto ad opportuni trattamenti meccanici e termici può acquistare peso specifico inferiore all'unità e trova un largo utilizzo nell'industria edilizia per la realizzazione di manufatti isolanti termici ed acustici particolarmente pregiati.

L'ossidiana è costituita da una pasta afanitica, generalmente nera, localmente anche rossastra. Utilizzata sin dall'Eneolitico per la fabbricazione di utensili ha costituito in passato una risorsa di importanza strategica per l'area. Il suo ruolo oggi è stato soppiantato dalla perlite, importante materiale che trova un largo utilizzo in edilizia che in altri settori industriali.

Le litofacies perlitico-ossidianee affiorano lungo i confini orientali del territorio di Uras, nella fascia basale del versante da Santa Suina a Pala e Mesu, e nella zona di Paris de Monte Bingias e di Murittu.

L'affioramento di Paris di Monte Bingia–Murittu è interessato da importanti lavori di cava per l'estrazione della perlite. L'attività estrattiva, iniziata intorno agli anni '60, ha profondamente modificato la morfologia originaria dell'area, lasciando aperte profonde ferite.

Alle lave riolitiche sono associati tufi cineritici e pomicei, di colore bianco-grigiastro, ben stratificati, localmente gradati, che si rinvengono in limitati affioramenti, spesso anche distanti dai centri di emissione.

La sequenza stratigrafica prosegue con la messa in posto di lave a chimismo intermedio, rappresentate prevalentemente da lave dacitiche, subordinatamente da andesiti, localmente da lave indifferenziate. Questi prodotti non affiorano nel territorio comunale.

Il termine più alto della serie vulcanica è rappresentato da lave basiche.

Questi prodotti, costituiti da lave scure, generalmente con rare facies scoriacee associate, compatte, afanitiche e debolmente porfiriche per fenocristalli di olivina, pirosseno e plagioclasio, sono riconducibili a basalti subalcalini e andesiti basaltiche.

Il riconoscimento macroscopico delle due litofacies non è sempre agevole. I caratteri distintivi sono costituiti essenzialmente dalla struttura e dalla tessitura. I basalti subalcalini mostrano generalmente struttura afanitica o debolmente porfirica e raramente doleritica, e tessitura ofitiche tendente a ialofitica. Le andesiti basaltiche sono invece caratterizzate da una struttura ipocristallina a porfirità variabile.

Queste lave affiorano in colate, caratterizzando il settore orientale del territorio comunale, dove spesso ricoprono le vulcaniti riolitiche, in lieve discordanza stratigrafica. Questo fatto suggerisce che tra la messa in posto delle facies riolitiche e di quelle basaltiche è intervenuto un certo intervallo di tempo.

Le estese superfici ricoperte dalle colate di lave basiche indicano una notevole fluidità delle effusioni.

I centri di emissione di questi prodotti sono riconoscibili per la presenza di dicchi, che l'erosione ha spesso isolato e messo in rilievo.

I basalti subalcalini, che affiorano nel settore di Su Pianali – Corti Clara ed ancora da Telas, ad est dell'abitato di Uras e proseguono e superano Bantillis, sono state effuse dal centro eruttivo di Peda Arrubia. Si tratta di un'unica colata che si dirige dal centro di emissione verso l'abitato, inoltrandosi con continuità nella piana campidanese verso sud, interrotta solo dall'incisione del Rio Mogoro, in corrispondenza di Acqua Frida, in comune di Mogoro.

Lo spessore dei basalti è notevole nella parte più vicina a Monte Arci, come evidenziato da alcune perforazioni per ricerche idriche eseguite a ridosso dell'edificio vulcanico, che hanno attraversato oltre cento metri di basalti. Non si tratta di unica colata ma di una sequenza di colate sovrapposte.

Le lave basiche sono inoltre presenti anche nel sottosuolo campidanese, presumibilmente ribassata dalle faglie campidanesi, come indicano i risultati di alcune perforazioni per ricerche idriche trivellate al confine con San Nicolò d'Arcidano, che hanno intercettato i basalti alla profondità di sessanta metri dal piano campagna, sotto la coltre alluvionale.

FORMAZIONI SEDIMENTARIE

La serie sedimentaria plio-quadernaria è composta prevalentemente da potenti formazioni detritiche, di ambiente continentale, per lo più appartenenti alla formazione di Samassi, sulle quali poggiano potenti depositi alluvionali, lacustri e lagunari pleistocenici ed olocenici, con intercalate lave basaltiche.

Questi depositi detritici, i cui contatti non sono sempre visibili a causa del rimaneggiamento dei lavori agricoli e di bonifica, affiorano con continuità nella fascia pedemontana e nella pianura e caratterizzano il sottosuolo di questi ambiti territoriali. Essi inoltre ricoprono con sottili spessori gli alvei dei torrenti dell'Archi ed i versanti dell'edificio vulcanico.

Questi depositi, caratterizzati dall'alternanza di strati più o meno potenti, talora lentiformi, di ghiaie ciottoloso-sabbiose, di argille, argille limose, sabbie argilloso-limose e locali livelli torbosi, sono stati depositi a più riprese dal Tirso e dal Rio Mogoro e dai torrenti gravitanti nell'area, al loro ingresso nella pianura campidanese. La variabilità degli spessori dei singoli orizzonti, spesso lentiformi, rende particolarmente complesse e difficili le correlazioni stratigrafiche.

In affioramento i termini detritici più antichi sono rappresentati dai depositi alluvionali antichi e da depositi di conoide, che costituiscono la base di tutte le altre formazioni, non solo della zona di Uras, ma del Campidano di Oristano.

Questi terreni, costituiti essenzialmente da due facies che sfumano l'una nell'altra, formano una coltre continua che caratterizza il settore ai piedi del versante occidentale dell'Archi, sviluppandosi da Santa Suina sino a Mogoro. La fascia sudetta è interrotta solo dalla colata basaltica di Perda Arrubia - Nuraghe Arbu – Nuraghe Domu Beccia.

Le alluvioni antiche sono costituite da alternanze di livelli ghiaiosi, sabbiosi e argillosi, poligenici ed eterometrici, piuttosto compatti. Il cemento è dato dalla frazione argillosa, cui si unisce una certa ferrettizzazione che impartisce anche il tipico colore giallo-rossiccio. Esse sono state depositate e quindi terrazzate dal paleo-Tirso, dal paleo-Mogoro e dai loro affluenti, in condizioni climatiche ben diverse da quelle attuali.

La facies tipica delle alluvioni antiche del Tirso, costituita prevalentemente da clasti paleozoici, in parte erosa ed in parte ricoperta dai depositi di conoide, non affiora nel territorio di Uras. Le alluvioni deposte dal Rio Mogoro, costituite prevalentemente da clasti di vulcaniti dell'Archi, affiorano alla base del versante dell'Archi, interdigitate ai depositi di conoide.

I depositi di conoide si trovano all'uscita delle gole dei torrenti che scendono dall'Archi, quali il Canale Pedrosu, Canale Landirucci, Canale Laccheddus, Rio Solacera, Canale Solapemu, Rio Tamis e Gora Tappoi, la cui attività erosiva doveva essere ben maggior di quella attuale, a causa degli eventi tettonici di sprofondamento del Campidano e di quelli legati alla genesi del Monte Archi.

Le conoidi sono costituite prevalentemente da ciottoli e blocchi riolitici e in subordine basaltici, immersi in una frazione argillo-sabbioso-limosa, che funge da cemento, derivante dai sottostanti sedimenti miocenici, visibili in affioramento nelle gole interne della montagna e verso Mogoro e Masullas. Anche il colore diventa più chiaro, passando dal giallo rossiccio al nocciola.debolmente arrossato.

Questi depositi, accumulati dai torrenti dell'Archi al loro ingresso in Campidano, sono caratterizzati da una tipica forma a ventaglio, con vertice verso la parte alta della valle. La frazione granulometrica grossolana, ad elevata eterometria, prevale nel settore apicale della struttura, mentre diminuisce notevolmente nella parte inferiore della stessa, con incremento

della frazione sabbioso-argillosa. Questi depositi, tipici di un ambiente torrentizio caratterizzato da forte energia, mostrano una costante inclinazione verso ovest.

Procedendo verso ovest, man mano che le quote altimetriche decrescono, alle alluvioni antiche ed ai depositi di conoide si sostituiscono depositi alluvionali, sempre ciottoloso-ghiaiosi, ma con una maggiore frazione sabbiosa. La matrice, localmente anche abbondante è costituita da argille limose. Si tratta delle alluvioni eterometriche mediamente cementate, ciottolose e sabbiose, le così dette alluvioni rimaneggiate, che sono state formate, presumibilmente nel Pleistocene medio, dal rimaneggiamento delle alluvioni antiche ad opera dei fiumi gravitanti nell'area. Questi depositi presentano caratteri macroscopici molto simili a quelli delle alluvioni antiche, dalle quali derivano, tanto che i limiti fra le due formazioni non sono sempre netti e facilmente riconoscibili in campagna. L'unico aiuto per la delimitazione degli affioramenti di questa formazione è dato dalla morfologia, più uniforme, rispetto a quella dei depositi antichi.

Nel settore sud-orientale del territorio in esame, confinati dagli affioramenti delle alluvioni antiche e delle conoidi ad est e la colata basaltica di Nuraghe Albo – Acqua Frida ad ovest, affiorano dei depositi argillosi in superficie, passanti a ciottolosi in profondità. Si tratta di depositi costituiti in superficie, per uno spessore di circa un metro, da argille e limi di colore scuro, che poggiano su livelli ciottolosi correlabili con quelli delle alluvioni rimaneggiate. Questo orizzonte argilloso, localizzato in questo settore del territorio di Uras, è stato deposto dalle acque del rio Tamis, del Mogoro e dei torrenti minori, quando gli stessi, che non avevano ancora approfondito l'alveo nella colata basaltica suddetta, trovavano nella stessa una soglia naturale che, ostacolando il deflusso delle acque verso valle, impediva il naturale deflusso del corso d'acqua, provocando il ristagno delle acque, anche per lunghi periodi, con conseguente sedimentazione dei materiali più fini.

Nella sequenza stratigrafica seguono depositi alluvionali ciottoloso-sabbiosi in matrice argillo-limosa, ricoperti da sabbie eoliche wurmiane e post-wurmiane.

Questi depositi, rispetto alle alluvioni rimaneggiate, sono caratterizzati dalla presenza di abbondante frazione sabbiosa in superficie, derivante dall'accumulo di sabbie eoliche. Le eolianiti sono state accumulate dai venti provenienti dal III e IV quadrante, che nel loro percorso verso l'entroterra attraversavano un vasto bacino di materiali sabbiosi, durante la glaciazione wurmiana, che determinò un importante abbassamento del livello del mare.

Questa facies affiora con continuità nella fascia occidentale del territorio comunale, lungo il confine con San Nicolò d'Arcidano e Terralba. Essa ricopre i depositi alluvionali precedenti, che poggiano sulle vulcaniti basiche, intercettate, come già detto da alcune trivellazioni per ricerche idriche alla profondità di 60 metri dal piano campagna.

Localmente, come ad Ovest della ferrovia, grosso modo dove si sviluppa l'azienda Etfas di Uras, questi depositi ricoprono resti di terrazzi alluvionali modellati dal Mogoro nelle alluvioni più antiche.

Nel settore centrale del territorio comunale, lungo l'alveo del Rio Mogoro, affiorano con continuità i depositi alluvionali sub-attuali ed attuali. Questi depositi, decisamente sciolti, sono costituiti da una frazione ciottoloso-sabbiosa scarsa, immersa in abbondante matrice argillo limosa, localmente sabbiosa. La presenza di argille e limi nerastri in questo deposito alluvionale è riconducibile all'assetto del Rio Mogoro che, prima dei lavori di bonifica, per le scarse pendenze dell'alveo, raggiungeva la foce sul Sassu, attraversando una vasta area paludosa. La formazione, da poco costipata a molle, presenta una certa frazione sabbiosa, derivante dall'erosione delle zone circostanti. Tale frazione diventa più abbondante lungo i bordi del terrazzo dell'azienda Etfas e al contatto con le sabbie superficiali verso Terralba e San Nicolò d'Arcidano.

Depositi argillo-limosi di ambiente palustre interrompono localmente la continuità dei depositi ciottoloso-ghiaioso-sabbiosi di ambiente fluviale. Questi depositi, talvolta torbosi, si rinvennero nelle aree paludose, oggi bonificate, quali Pauli Craxa, Pauli Giuncu e Pauli Colostu. Di colore scuro, talvolta nerastro, sono costituiti da alternanze di fanghi nerastri, limi-argillosi, argille e lenti di torba, accumulatisi nel tempo nelle aree più depresse della pianura, dove le acque meteoriche si accumulavano dando luogo a piccole paludi. .

Una coltre di detrito di falda orla il piede delle ripe del Monte Arci nella scarpata tra la zona della cava di perlite e la colata di Perda Arrubia. Questo deposito, costituito da ciottoli e massi vulcanici immersi in una matrice terrosa di colore rossiccio, raccorda le pareti verticali alla piana con un tipico profilo convesso.

Il territorio comunale, così come il resto della Sardegna, secondo i dati raccolti dal 1000 al 1980 nel Catalogo dei terremoti italiani del C.N.R. non è classificato sismico in quanto ricade fra le aree meno soggette al verificarsi di eventi sismici. Anche l'attività vulcanica, presente ed importante in ere precedenti, risulta oggi del tutto assente.

6-CARATTERI GEOMORFOLOGICI

Il territorio di Uras, per quanto arealmente poco esteso, presenta una considerevole variabilità di aspetti geomorfologici interessanti, frutto dell'interazione fra i caratteri geostutturali dell'area, i processi esogeni, le condizioni climatiche, la presenza e lo stato della copertura vegetale e non ultima l'attività antropica.

I domini morfologici principali, dove i processi morfogenetici hanno creato paesaggi assai vari di interesse didattico-scientifico e paesaggistico, sono il Monte Arci e le vulcaniti ad esso collegate e la piana che dai piedi del monte si ricollega alla zona di Terralba e a quella costiera, oltre alla fascia pedemontana, di raccordo fra gli stessi.

Questi tre ambiti territoriali::

- il versante occidentale del Monte Arci, dal settore sommitale fino alla fascia pedemontana;
- la fascia pedemontana, di raccordo tra l'edificio vulcanico e la pianura campidanese;
- la pianura del Campidano,

costituiscono le principali unità morfologiche, ognuna con caratteri tipici e diversi dalle altre, come conseguenza diretta della natura geostutturale e dei processi morfogenetici in essa prevalenti. Le strutture tettoniche, in prevalenza faglie dirette, hanno un ruolo significativo nel modellamento del territorio.

L'area ricadente nell'unità geomorfologica dell'Arci, mostra in genere pendenze comprese tra il 20% ed il 35%, ma non sono infrequenti tratti, come nel dosso sopra Murittu o od in quello attraversato da Canale Perdera, dove le stesse raggiungono e superano il 50%.

La fascia pedemontana è invece caratterizzata da pendenze più dolci, sempre inferiori al 20%, mediamente intorno al 10%, che decrescono con regolarità, man mano che si procede verso ovest.

Nella terza unità geomorfologica, quella ricadente nella pianura campidanese, le pendenze si riducono ulteriormente e sono generalmente comprese tra il 5% ed il 2%, con vasti tratti di pianura che raggiungono anche valori di pendenza inferiori al 2%.

Il settore facente capo all'edificio dell'Archi mostra i caratteri morfologici peculiari di questo ambito territoriale ed il paesaggio morfologico raggiunge spesso livelli paesaggistici di notevole pregio.

L'edificio vulcanico, composto da rocce vulcaniche, generalmente lapidee, si presenta come un grande scudo dalla forma ellittica, allungata in senso N-S. Esso mostra una forte asimmetria morfologica tra il versante che si affaccia sulla Marmilla e quello che si affaccia sul Campidano. Quello occidentale si presenta fortemente accidentato, con ripidi gradoni di faglia, ed è attraversato da profondi canali, che si dipartano quasi a raggiera dalla parte sommitale del monte. Quello orientale è costituito da una ripida cornice rocciosa, di impostazione tettonica, ma fortemente interessata da fenomeni di erosione e frane, che raccorda le vaste superfici basaltiche della parte sommitale, sub-orizzontali o debolmente sbandate verso oriente, con i depositi vulcano-sedimentari miocenici sottostanti.

Il settore dell'Archi che ricade nel territorio in esame è limitato alle propaggini sud-occidentali della montagna che dalle zone non molto elevate di Santa Suina, arrivano sino a Perda Arrubia, Conca Cannas e quindi Tamis.

Il confine comunale passa ai piedi delle scarpate alla base dell'edificio vulcanico e, immediatamente alle spalle, si aprono profonde vallate che raggiungono la parte sommitale della montagna. Particolarmente bella è la valle del Rio Solacera che con i suoi affluenti arriva sino alle Trebine.

Questo tratto di territorio è caratterizzato da una sequenza di colate laviche, più o meno potenti, di rioliti in facies lavica, perlitica ed ossidianacea, e di lave basiche in facies basaltica e andestico-basaltica.

Le lave riolitiche danno luogo a tozze colate e sono interessate da forme di erosione di tipo alveolare, che frequentemente si evolvono in tafoni. Localmente le potenti colate riolitiche sono modellate dall'erosione secondo forme mammellonari, più o meno schiacciate, tanto da mostrare l'aspetto di duomi di ristagno.

Le rioliti in facies perlitico-ossidianacea, sono generalmente più fortemente erose, in quanto caratterizzate da una minore resistenza all'erosione. Sono caratterizzate da frequenti rotture di pendio e spesso su di esse si impostano le depressioni vallive.

Le rioliti costituiscono la ripida e caratteristica parete rocciosa che dalla zona di Santa Suina si sviluppa verso sud, fino alla cava di Perlite, con andamento rettilineo.

Nell'area interessata dai lavori di cava, l'azione antropica ha fortemente modificato l'originale assetto morfologico del versante.

Gli scavi hanno interessato il nucleo dello sperone roccioso compreso tra Canale Perdera verso nord e Canale Salapemu a sud, modificando l'andamento naturale del versante, che oggi si presenta con una serie di scarpate subverticali artificiali, alte anche alcune decine di metri, che si affacciano su una superficie subpianeggiante, modellata nella roccia, dove sono presenti cumuli di materiale di sfrido.

Gli scavi, alterando l'assetto naturale hanno rotto l'equilibrio dei processi morfogenetici sul versante, e questo fatto comporta la possibilità che si possano innescare fenomeni erosivi localizzati, che nel tempo possono determinare problemi di instabilità dei fronti di scavo.

Questa parete, presumibilmente una scarpata di faglia, mostra ancora leggibili tracce delle faccette trapezoidali, anche se la forma tettonica originale è stata modificata da crolli e

fenomeni erosivi, come evidenziato dalla fascia di depositi detritici che si rinviene alla base della stessa.

La parete rocciosa, caratterizzata da tafoni, grotticelle di erosione e sculture alveolari di varia misura, prodotti dall'azione congiunta delle acque e del vento, appare stabile. Solo localmente si possono innescare limitati fenomeni di crollo. Essa è interrotta localmente dalle incisioni vallive, che suddividono il versante in piccole dorsali.

Le valli sono caratterizzate da alvei incassati nella roccia, che mostrano pendenze anche accentuate e frequenti rotture di pendio, soprattutto in corrispondenza di cambiamenti litologici. I versanti sono stati modellati dall'erosione secondo angoli di pendio regolari, anche se piuttosto ripidi, sia per processi di denudazione areale che per processi di erosione lineare. Questi ultimi sono responsabili della formazione del reticolo idrografico, caratterizzato da pattern subdendritico, con un certo controllo strutturale delle rete idrografica, che si sviluppa con aste fluviali, generalmente orientate ENE-OSO, secondo l'andamento delle principali lineazioni tettoniche che interessano l'edificio vulcanico.

I versanti, prevalentemente rocciosi, non presentano particolari problemi di instabilità. Solo localmente, dove è presente detrito, si possono avere limitati fenomeni di colamento. Se però la vegetazione naturale viene conservata, questo pericolo viene ridotto.

Situazioni di pericolo possono essere create dal disboscamento indiscriminato e da lavori agricoli, per la realizzazione di prati pascolo, in aree non idonee, caratterizzate da pendenze da medie ad elevate e rocciosità diffusa.

L'unità geomorfologica della fascia pedemontana, costituita da terreni detritici mediamente acclivi, che fungono da raccordo tra la montagna e la pianura campidanese, è caratterizzata dalla presenza di conoidi alluvionali e di glacis d'accumulo.

Le conoidi sono tipiche forma di accumulo, ad opera di acque incanalate a regime prevalentemente torrentizio, che evidenziano la transizione tra l'ambiente montano e quello di pianura. Esse si rinvengono in corrispondenza degli sbocchi in pianura dei corsi d'acqua, che scendono dall'Arci

Le conoidi sono caratterizzate da una forma convessa, che si apre a ventaglio in corrispondenza dello sbocco dei corsi d'acqua nella pianura. Le conoidi possono essere estese e quasi piatte quando il corso d'acqua che le ha generate ha una certa dimensione, mentre sono più piccole e ripide quando sono generate da torrenti minori,.

Le acque dei torrenti montani raggiungono spesso una considerevole velocità, sia per le pendenze elevate sia perché costrette a scorrere in alvei incassati. Raggiunta la pianura, le acque incanalate subiscono un brusco decremento di velocità, perché cambia il gradiente topografico e perché, non essendo più costrette a scorrere in letti incassati, si possono espandere in un'area più aperta. In tale situazione le acque perdono la capacità di trasporto ed il carico solido, soprattutto il più grossolano, viene abbandonato velocemente.

I detriti vengono distribuiti sulla superficie della conoide per mezzo di frequenti cambiamenti di alveo, secondo un raggio del ventaglio od un altro, in modo causale, od insistendo per un certo periodo lungo una zona ristretta, con la formazione di canali, che suddividono la superficie sommitale della conoide in lunghe fasce ristrette lobate.

Dopo la loro formazione, le conoidi possono essere interessate da processi erosivi, che si manifestano con l'approfondimento dei canali e la suddivisione della superficie sommitale in terrazzi di erosione, che si aprono a ventaglio verso la pianura.

La dimensione di una conoide è regolata dalla maggior erodibilità delle rocce costituenti il bacino, dal tipo di drenaggio, dalla pendenza del bacino, dalla permeabilità dei litotipi e dalla tettonica.

I glacis detritici, ubicati invece alla base dei versanti privi d'incisioni e ad andamento rettilineo, devono la loro origine all'arretramento parallelo dei versanti rocciosi, per erosione areale. Essi sono presenti alla base dei tratti rettilinei del versante occidentale dell'Archi, dove costituiscono una regolare superficie di raccordo, a debole inclinazione, tra il versante roccioso e la pianura del Campidano.

Nella fascia pedemontana attualmente, i processi morfologici sono presenti con limitati fenomeni di erosione lineare, nel fondo delle vallecicole, e di erosione areale lungo i brevi versanti, in occasione di forti piene ed elevate precipitazioni.

L'agente morfogenetico più attivo è l'uomo, che modifica, con le sue attività le forme del rilievo, determinando spesso un'accelerazione dei processi naturali. Tali modifiche possono essere determinate deliberatamente dall'uomo per la realizzazione di infrastrutture o durante l'attività agricola, o possono essere conseguenze morfologiche non previste, delle suddette opere, come per esempio accelerazione dell'erosione del suolo per lavori agricoli non razionali, specie arature perpendicolari alle curve di livello, nelle zone a maggior acclività, o ancora per il decespugliamento di tali aree.

La terza unità geomorfologica è costituita una porzione della più vasta pianura del Campidano.

In questo settore l'elemento morfologico dominante è rappresentato dalla parte terminale della colata di Perda Arrubia, veramente spettacolare. Dalla bocca eruttiva, una delle più tipiche dell'Archi, a quota 379 i basalti si aprono a ventaglio sulla piana dando luogo ad un pendio regolare.

All'altezza del centro abitato la colata si restringe e prosegue con direzione Nord-Sud sino in territorio di Mogoro, interrotta solo dall'incisione del rio omonimo.

La colata spicca nettamente sulla piana circostante e oltre che paesaggistica la sua importanza è anche storica, in quanto ha fornito ottimo materiale lapideo per la costruzione dei nuraghi della zona, come Sa Domu Beccia.

In questa zona è ben marcato il limite tra le alluvioni dei conoidi e quelle della pianura del Mogoro. Le prime terminano infatti abbastanza bruscamente con un bordo di qualche metro sulla piana del Mogoro, che le ha evidentemente terrazzate.

La piana termina invece meno bruscamente verso Terralba con leggere ondulazioni sabbiose, resti delle dune che hanno ricoperto le alluvioni.

Il limite è ben segnato dal tipo di coltivazioni, che nella zona sabbiosa sono di solito a vigneto.

La piana costiera che si affianca al Monte Archi costituisce la parte terminale del bacino del Rio Mogoro e dei suoi affluenti: la situazione originaria è nettamente cambiata in seguito ai lavori di bonifica e di sistemazione idraulica che hanno interessato la zona. Il Campidano è

rappresentato da una vasta superficie pianeggiante o dolcemente ondulata modellata su potenti depositi detritici plio-quadernari di varia origine e raccordata con i versanti del massiccio dell'Arci dai depositi di conoide.

7-IDROGEOLOGIA

CIRCOLAZIONE SUPERFICIALE-

La circolazione superficiale è caratterizzata dalla presenza del Rio Mogoro che delimita il territorio comunale, verso Mogoro e Terralba.

Il fiume ha un bacino assai esteso, che drena le acque del settore meridionale del Monte Arci e di buona parte dell'alta Marmilla.

Attualmente l'alveo è in gran parte sistemato artificialmente ed in località Santa Vittoria, è presente una diga in origine di contenimento delle piene.

Più significativa è la rete di torrenti che dall'Arci si dirigono verso la piana e che vengono intercettati da canali artificiali che li convogliano nel collettore delle acque alte e quindi nel Mogoro. Da Nord verso Sud abbiamo il Rio Perdusu, il Rio Fenugu e il Rio Tamis. Si tratta di torrenti quasi sempre in secca ma che in occasione di forti e prolungate precipitazioni possono avere portate notevoli. Sono inoltre presenti altri piccoli torrenti che sono appunto oggetto dei presenti lavori.

Il Rio Perdusu segna il confine con Marrubiu e drena il settore centrale dell'Arci col nome di Canale Landirucci.

Il canale Solacera viene invece intercettato da una serie di canali che attraverso il Rio S'Aquabella finiscono sempre nel canale delle acque alte e quindi nel Mogoro.

Meno controllato è il Rio Tamis che in talune situazioni può straripare arrecando danni anche al centro abitato.

In genere nella parte pianeggiante del territorio comunale le opere di bonifica hanno costruito una rete artificiale di canali di scolo che confluiscono, come detto, nel canale delle acque alte e quindi nel Rio Mogoro.

CIRCOLAZIONE SOTTERRANEA

Anche per la circolazione sotterranea si può operare una distinzione tra la parte montana e quella pianeggiante.

Nella prima, costituita da vulcaniti, si ha una permeabilità per frattura, con l'acquifero principale rappresentato dai basalti e in subordine dalle altre lave.

Poichè nel territorio comunale i primi non sono molto presenti non si hanno molte sorgenti.

La più importante è quella di Santa Suia, che si trova presso l'omonima chiesa campestre, al confine con Marrubiu e Morgongiori.

Le acque sono rinomate per la buona qualità.

Le portate, pur non molto elevate, sono abbastanza costanti e data la bellezza della zona, in parte già attrezzata, ha una grande importanza dal punto di vista turistico.

Molto maggiori sono le portate della sorgente di Nuraghe Su Para, poco entro il comune di Masullas, che serve l'acquedotto comunale. Essa si trova al contatto tra le lave trachitiche e quelle sottostanti inframioceniche e si può ipotizzare una alimentazione legata non solo alle rocce dalle quali sgorga, ma anche alle colate basaltiche sovrastanti.

Altre modeste emergenze sempre legate ai basalti si hanno nelle pendici di Perda Arrubia e anche nella piana, come nei pressi del cimitero.

Nel resto del territorio comunale, costituita da formazioni sedimentarie è presente una circolazione sotterranea per porosità. Data la morfologia pianeggiante non si hanno sorgenti vere e proprie ma manifestazioni del tipo "mitza". Si tratta di emergenze della falda in zone depresse, senza un punto preciso di fuoriuscita, ma con zone più o meno estese con venute

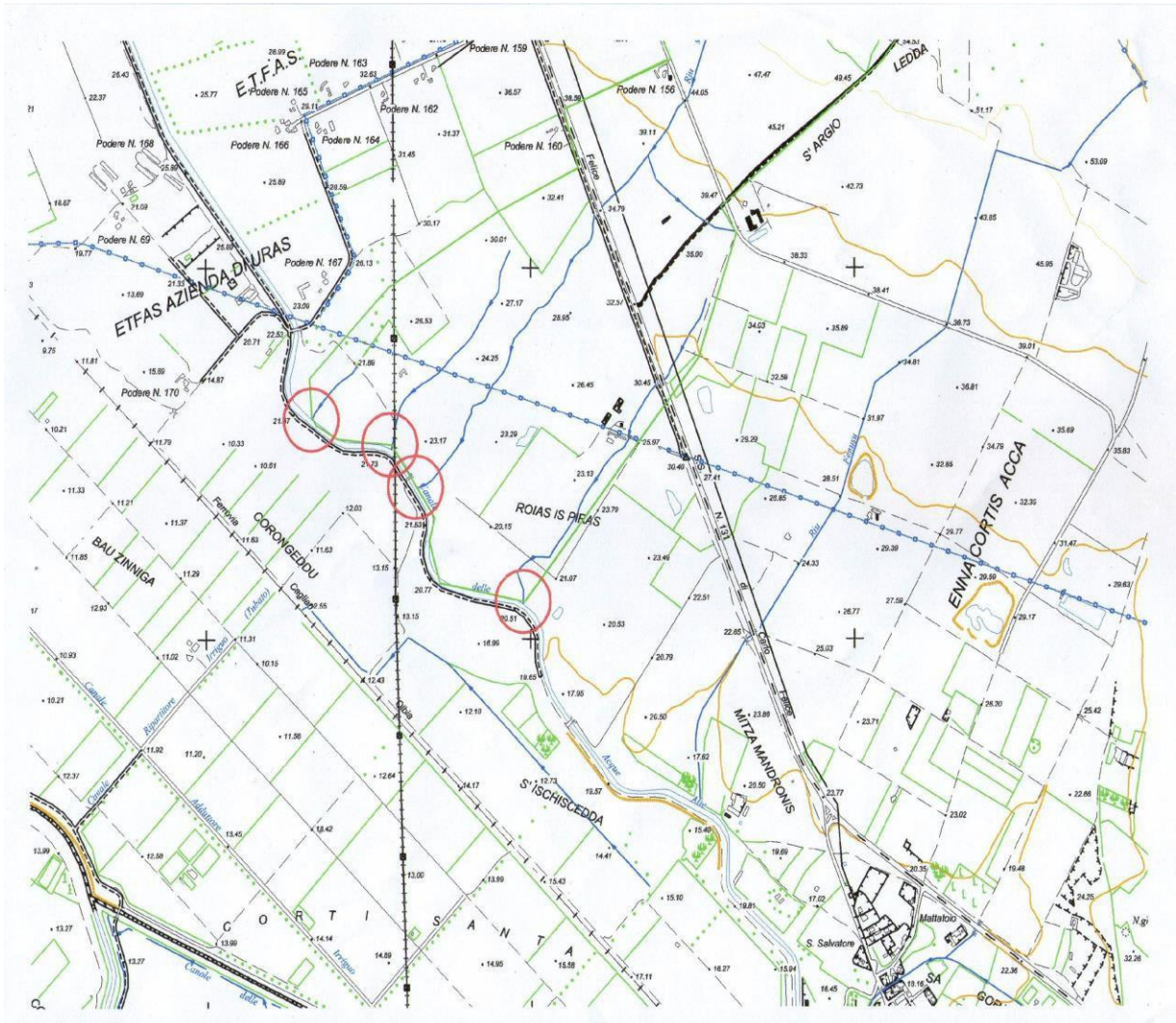
d'acqua. Nei periodi più piovosi si formano delle piccole paludi con la presenza di una vegetazione tipica. Le più importanti sono quelle nei pressi dell'abbazia di Tamis.

Molto più importanti sono le falde sotterranee più profonde, impostate nelle frazioni più grossolane nelle conoidi e che presentano una giacitura inclinata. Soprattutto le lenti conglomeratiche, confinate tra quelle argillose, tendenzialmente impermeabili, sono sede di falde in pressione, perchè alimentate a monte dai versanti del massiccio stesso, con zone di infiltrazione nella zona pedemontana.

Numerosi sono i pozzi trivellati in tutta la piana, con portate discrete.

Attualmente la falda freatica oscilla tra 3 e 4 metri dal piano campagna.

I pozzi vengono utilizzati saltuariamente, in quanto tutta la zona è servita dalla rete irrigua.



Ubicazione delle corrivazioni

Le corrivazioni in esame sono rappresentate da piccoli torrenti tra i quali il maggiore è il Riu Acquabella, compresi tra il Rio Perdosu e il Rio Fenugu.

Il substrato geologico è costituito dalle alluvioni dei conoidi del Monte Arci: data la lontananza dai piedi del massiccio è sempre presente una certa frazione ghiaiosa, ma aumenta la percentuale di sabbia, limo e argilla.

In epoche passate i torrenti hanno scavato nelle alluvioni piccole vallecole che son state poi chiuse dalla costruzione del Canale delle Acque Alte.

Il canale ha origine nella zona di Sant'Anna, a quote attorno ai 40 metri slm e si dirige quindi decisamente verso Sud.

Raccoglie le acque dei torrenti che drenano il settore a valle dell'altro canale di raccolta che dalla zona di Santa Suia si dirige invece verso Nord per deviare poi bruscamente verso Ovest dopo Sant'Anna e terminare poi nella laguna di S'Ena Arrubia.

A Sud di Santa Suia invece il Canale delle Acque Alte raccoglie le acque di tutti i torrenti che scendono dal Monte Arci, sino all'altezza della statale per Ales, alcuni di discrete dimensioni, quali il Rio Perdosu, il Rio Fenugu, Il Riu Craccheras e il Riu Tamis.

Questi torrenti durante gli eventi denominati “Ciclone Cleopatra” del Novembre 2013 hanno provocato danni al Canale delle acque Alte data l'enorme quantità di acqua e detriti convogliati.

I Canale delle Acque Alte all'altezza di Uras compie una stretta ansa per gettarsi poi nel Rio Mogoro.

I piccoli torrenti tra il Rio Perdosu e il Rio Fenugu hanno visto le vallecole sbarrate dalla costruzione del canale, e in particolare dall'argine sinistro. Essi infatti vi confluiscono attualmente attraverso dei condotti di diametro ormai inadeguato.

In questi siti la brusca diminuzione della velocità dell'acqua determina l'accumulo di materiali detritici trasportati, da ghiaia a sabbia, limo e argilla, per cui il fondo delle vallecole, in prossimità del canale, risulta riempito da questi sedimenti che possono essere definiti molto recenti e attuali.

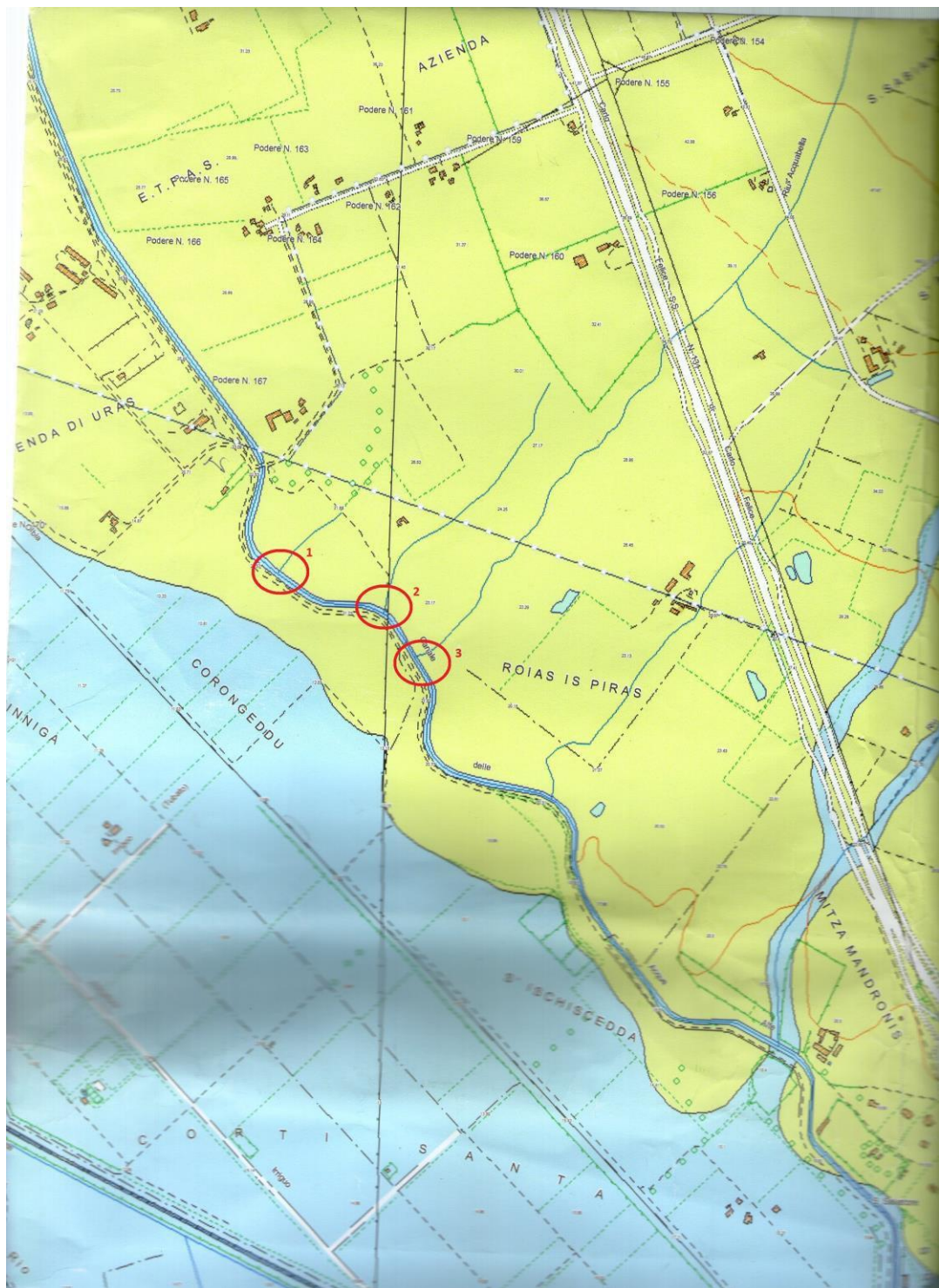
Nell'alveo è inoltre presente una vegetazione palustre che a tratti può essere anche abbastanza folta.

La morfologia complessiva è sub-pianeggiante, con quote attorno ai 20-25 metri slm.

La situazione geomorfologica generale appare stabile, con vallecole appena accennate, anche se gli eventi del Novembre 2013 hanno purtroppo dimostrato che le portate possono aumentare in maniera davvero enorme.



CARTA GEOLOGICA



Alluvioni terrazzate dei conoidi del Monte Arci (Olocene)



Depositi alluvionali recenti (Olocene)



Ubicazione delle corrivazioni



Corrivazione 1



Corrivazione 2



Corrivazione 3

9-PROGRAMMA DELLE INDAGINI GEOGNOSTICHE

Le indagini geognostiche devono mirare ai seguenti scopi:

- verificare la natura del substrato e in particolare lo spessore dei depositi recenti sul fondo delle vallecole delle corrivazioni;
- verificare le caratteristiche tecniche dei substrati e definirne i valori rappresentativi.

A tale scopo sono previste le seguenti indagini:

- scavo di pozzetti con escavatore sino a definire la profondità del substrato alluvionale più antico;
- prove penetrometriche dinamiche;
- analisi di laboratorio.