



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

Servizio Educazione e Formazione Ambientale
Stage di formazione ambientale

FENOMENI DI SPROFONDAMENTO NELLA REGIONE
SARDEGNA E POSSIBILI CORRELAZIONI CON LE ATTIVITÀ
MINERARIE

Dott. Emanuele Mariolu

Tutor

Dott.ssa Stefania Nisio

INDICE

1. Premessa	Pag.1
2. Inquadramento geografico	Pag.3
3. Inquadramento Geomorfologico	Pag.4
4. Geologia	Pag.7
5. Tettonica	Pag.11
6. Idrografia e struttura idrogeologia del settore	Pag.13
6.1. Caratteristiche idrogeologiche	Pag.16
7. Chimismo delle acque	Pag.18
8. L'attività mineraria nell'iglesiente	Pag.19
9. Formazioni di Sinkholes e legami con l'attività mineraria	Pag.23
9.1. Generalità su i Sinkholes	Pag.25
10. Fenomeni di sprofondamento nella Sardegna Sud-Occidentale	Pag.28
11. Sfruttamento della falda	Pag.31
12. Valutazione della portata media	Pag.31
13. Località Cuccuru Tiria	Pag.36
13.1. Caratteri idrogeologici	Pag.39
14. Località Guardia Su Merti	Pag.42

14.1.	Caratteri idrogeologici	Pag.47
14.2.	Calcolo dei parametri idrodinamici	Pag.49
15.	Località di Monte Figu	Pag.52
15.1.	Caratteri idrogeologici	Pag.52
16.	Località di Caput Acquis	Pag.56
16.1.	Caratteri idrogeologici	Pag.60
17.	Considerazioni su i pozzi e su i Sinkholes nelle aree di interesse	Pag.64
18.	Discussioni e conclusioni	Pag.66
19.	Bibliografia	Pag.71

1. PREMESSA

Lo scopo dello studio è stato quello di censire, e per quanto possibile, valutare lo stato attuale dei Sinkholes presenti in un'area della Sardegna meridionale che ricade nella Provincia di Carbonia-Iglesias, ed in particolare il territorio nel settore compreso tra il centro urbano di Villamassargia e il centro urbano di Iglesias. Di tale area è stato analizzato il contesto geologico ed idrogeologico, nonché l'evoluzione storica del territorio e l'impatto antropico, valido per individuare l'eventuale concomitanza di fattori predisponenti ed innescanti che hanno determinato il verificarsi di tali fenomeni.



La fase iniziale è consistita nella raccolta del materiale documentale esistente; successivamente è stato utilizzato materiale in possesso del “Servizio del Genio Civile” di Cagliari, redatto in seguito a diversi studi che nel recente passato hanno consentito di avere un'idea del territorio in esame, e di individuare all'interno aree da considerarsi ad alto rischio per la formazione delle voragini.

È stato fondamentale reperire alcuni studi di dettaglio (non noti alla letteratura geologica) riguardanti l'assetto idrogeologico e il ruolo dell'attività antropica nel settore in esame, quali l'emungimento indiscriminato della falda per uso potabile congiunto all'abbassamento indotto della superficie piezometrica, necessario all'avanzamento in profondità dell'attività mineraria presente nell'Iglesiente dalla fine del 1900 e arrestatasi alla metà degli anni novanta.

Il presente studio pone importanti interrogativi anche sul meccanismo di formazione di tali fenomeni, che nello specifico sono avvenuti in corrispondenza del bacino Idrogeologico dell'Iglesiente, caratterizzato oltre che dalla presenza di un acquifero molto produttivo, anche dall'esistenza di numerosi pozzi e diverse sorgenti, i quali hanno rappresentato da epoca storica la principale fonte di approvvigionamento idrico di Iglesias, Carbonia e Villamassargia, come la sorgente di *Caput Aquas*, ubicata nel Comune di Villamassargia, mai a memoria d'uomo venuta meno se non nei primi anni Novanta e la cui presenza è stata sempre stata la manifestazione più appariscente in superficie dell'acquifero in argomento. Le eventuali correlazioni tra l'emungimento esagerato nell'area, la sensibile diminuzione delle sorgenti e la concomitante formazione dei Sinkholes verranno presi in esame nel presente studio.

Nel presente studio, inoltre, si prenderanno in esame, anche se in minima parte, dei Sinkholes presenti nel territorio comunale di Nuxis e di Narcao, a circa 30 km dall'abitato di Villamassargia, comparsi tra la fine degli anni '80 e gli inizi degli anni '90.

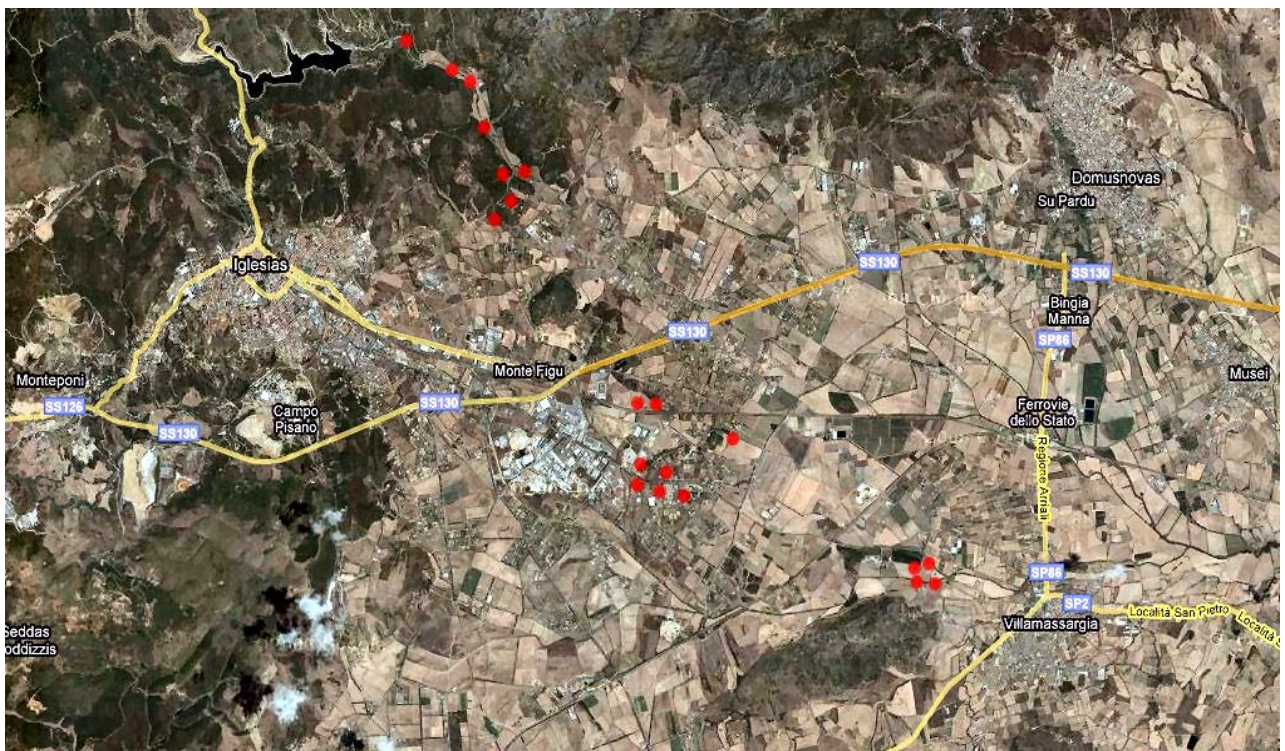


Figura 1: foto aerea dell'area nella quale sono evidenziati i settori interessati dai sinkholes presi in esame nello studio.

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La zona in esame riguarda la parte sud-occidentale della Sardegna, ed è compresa nella nuova carta topografica I.G.M. in scala 1: 25000 nel foglio 555 sez. I “Iglesias” e nel foglio 555 sez. II “Villamassargia”, mentre nella Carta Tecnica Regionale in scala 1:10000 ci troviamo nel foglio 555 sez. 70 “Iglesias” e nel foglio 555 sez. 120 “Villamassargia”.

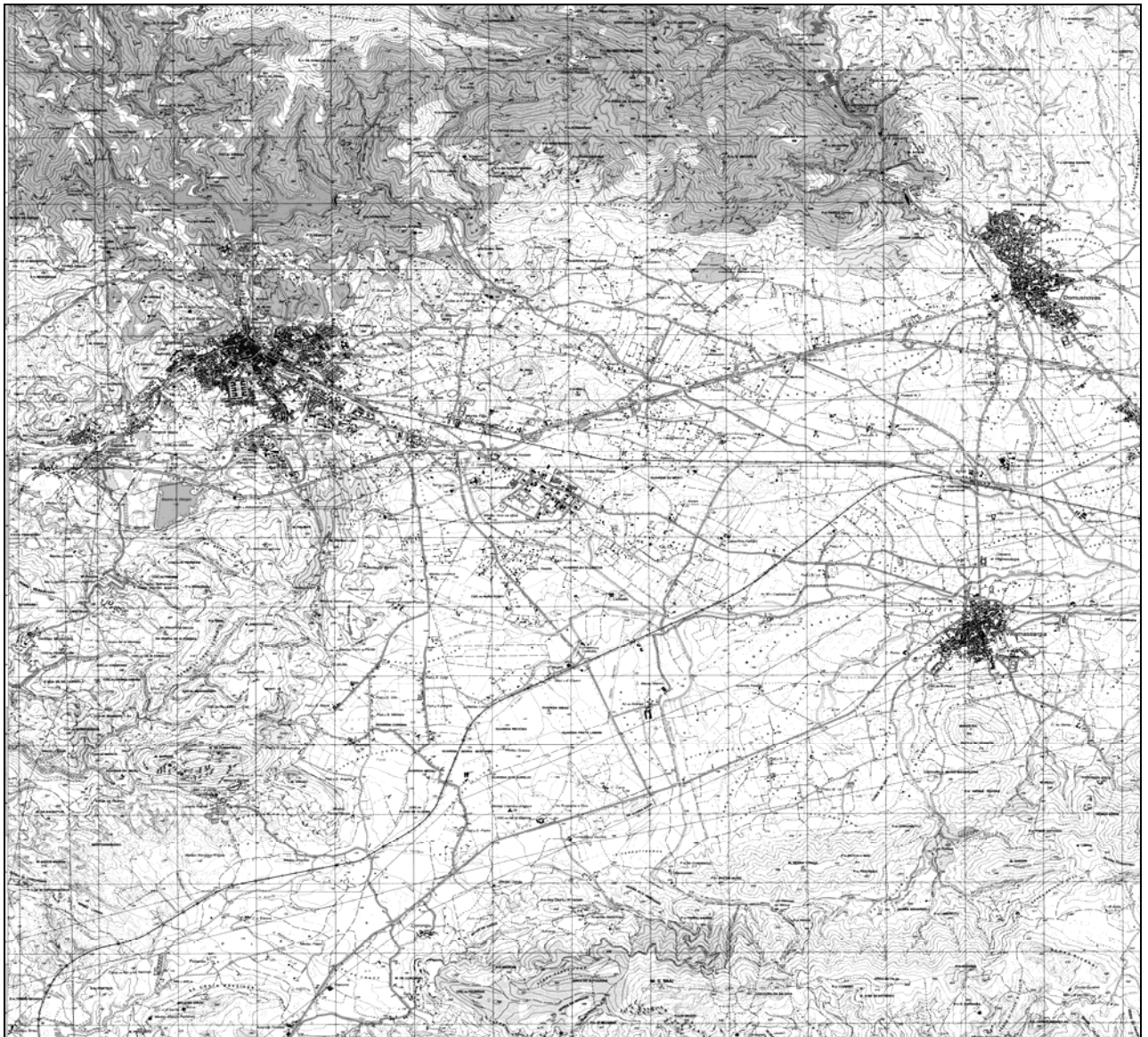


Figura 2: Carte IGM scala 1:25.000 foglio 555 sez.I e foglio 555 sez.II.

3. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

La valle del Cixerri è un ampio solco trasversale di direzione E-W, impostato nel Paleozoico della Sardegna Sud-Occidentale.

Questa valle, lunga 26 km e larga in media 8, ha una forma grossolanamente trapezoedrica. È limitata dai monti dell'Iglesiente a Nord e Ovest, dai Sulcis a Sud, mentre è separata dalla grande pianura del Campidano ad Est, dalle colline di Siliqua.

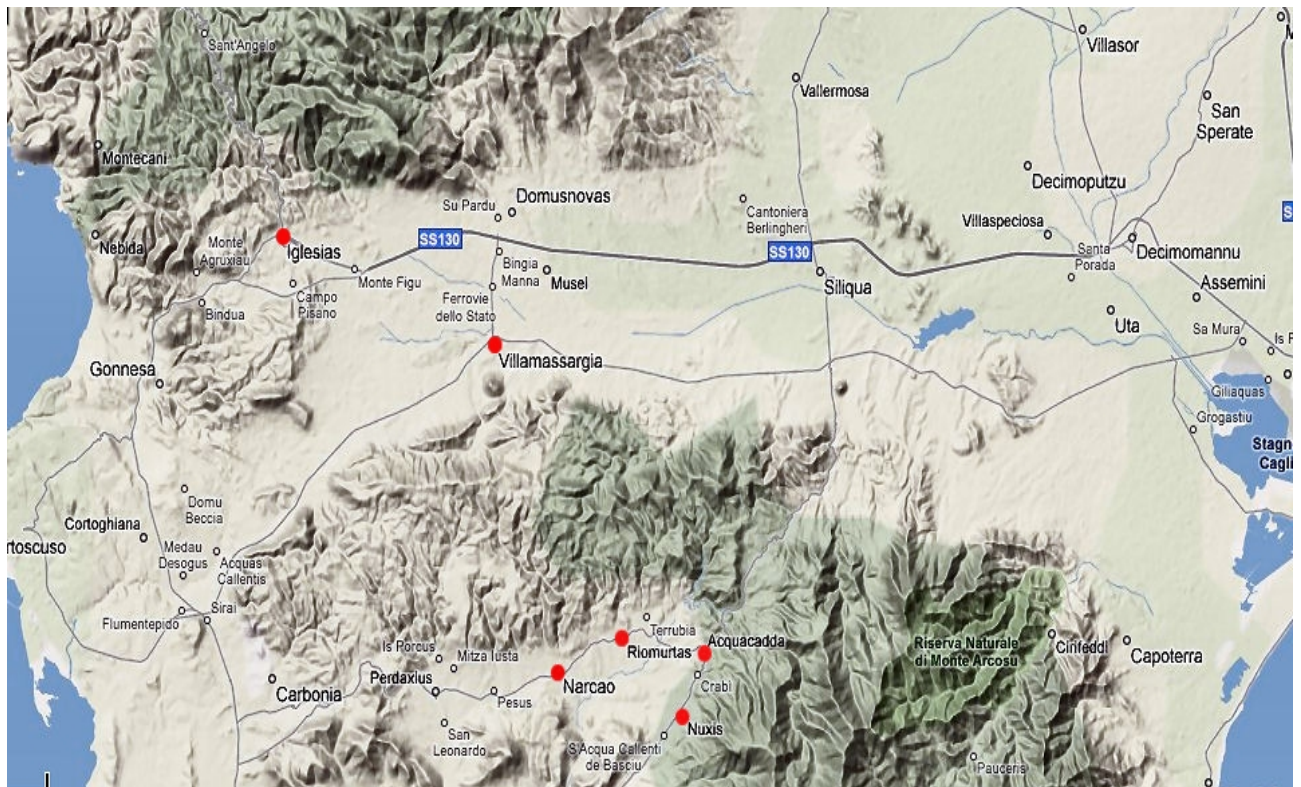


Figura 3: settore interessato dallo studio compreso tra Iglesias e Villamassargia; inoltre si evidenziano anche il Comune di Narcao con la frazione di Rio Murtas e il Comune di Nuxis con la frazione di Acquacadda(Google maps).

Orientata e inclinata leggermente (3 per mille) da W verso E e pure doppiamente inclinata da N e da S verso l'asse della valle, questa si presenta come irregolare successione degradante di ampie terrazze e di bassi rilievi calcareo-scistosi del Paleozoico (M.te Ollastu, M.te Maiori) e da monticelli conici eruttivi del Terziario, sia isolati (M.te Exi, M.te Gioiosa, M.te Acquafredda), o in gruppo (colline di Siliqua).

La valle del Cixerri è contenuta tra monti che senza mai formare vere catene raggiungono al massimo i 900 m d'altezza e degradano in modo ne continuo ne regolare verso di essa.

La valle del Cixerri è compresa fra due ampie volte anticlinali, dai nuclei granitici e dal mantello in prevalenza composto da scisti (M. Arcosu, M. Lattias,).

Dal punto di vista geologico essa è costituita da terreni paleozoici coperti per una grande estensione da terreni terziari. Complessivamente la valle è da ritenersi stabilita in una sinclinale che fa parte del sistema di pieghe, in questo settore con asse circa E-W, derivanti dal corrugamento ercinico (Carbonifero). Fra i terreni del Paleozoico è caratteristica la collina calcreo-scistosa di M.Ollastu, nei pressi della sorgente di Caput Aquas, allungata da E ad W, ripida verso N e che è forse da considerarsi il frammento di una parte del nucleo cambrico sprofondato nella valle del Cixerri in seguito ai corrugamenti paleozoici.

Tanto il Monte Ollastu quanto i bordi della valle del Cixerri, in parte pianeggianti intorno ai 200m, possono raccontare una storia morfologica poco diversa: dopo il Paleozoico non sono stati più invasi dal mare fino al Terziario antico. In questo periodo essi sono stati abrasati e coperti da non potenti strati di conglomerati che sono stati successivamente asportati da violente erosioni fluviali.

Il piano carsico di M. Ollastu contrasta però spiccatamente con i rilievi presenti nell'area per la bianchezza e la povertà di vegetazione nelle parti alte, mentre tutto intorno alla base lo circonda una lussureggiante vegetazione ravvivata dalle acque che sgorgano alla base da un substrato scistoso impermeabile rappresentata dalla sorgente di Caput Aquas.

I terreni paleozoici se si eccettua M. Ollastu e Guardia su Merti che ne è, si può dire, una propaggine, non formano isole in mezzo alla valle del Cixerri, ma si protendono in certi punti verso il fondo valle. Questo va notato specialmente per i rilievi di S. Marco-Sebatzus a N e di M. Maiori a S nei quali si è indotti a ricollegarli tra loro a sinclinale a fondo piatto, obliqua però rispetto all'andamento della valle stessa.

Il sollevamento vulcanico ha determinato anche il contrasto tra la zona ondulata pianeggiante paleozoica dei bordi della valle e il gruppo del M.te Ega, che pur essendo scistoso, ma come detto sollevato, ha assunto la forma conica dei monticelli vulcanici che lo contornano (deformazione endogena di una preesistente superficie di spianamento).

Il fondo della valle del Cixerri è occupato da un deposito clastico-terrigeno indubbiamente proveniente dalla distruzione delle montagne paleozoiche circostanti, con uno spessore presunto di un centinaio di metri.

Questa formazione, pur non essendo risultata fossilifera, è ritenuta di origine marina. Si tratta di un'alternanza di banchi, lenti e soliti strati di conglomerati, arenarie, marne passanti ad argille impure, calcari scarsamente marnosi e calcari arenacei.

Gli affioramenti eocenici della valle del Cixerri sono poco appariscenti da lontano perché sono ricoperti da vegetazione, se si eccettuano però i conglomerati, che formano i vertici sporgenti delle colline che scendono, in un primo tratto, un po' ripidi ed incolti. Sotto i conglomerati si è sicuri di riscontrare l'arenaria in banchi, spesso coperta da detriti, e più frequentemente e bene sviluppata la facies marnoso-argillosa che forma le gibbosità dolci dei fianchi delle colline sempre coltivabili a cereali, come ad esempio nei dintorni di Villamassargia.

Gran parte della valle del Cixerri è stata sovralluvionata nel quaternario antico. Il Pleistocene risulta di una copertura di natura continentale, e forma in complesso un tenue velo che copre indifferentemente terreni del paleozoico e del Terziario sedimentario ed eruttivo. Le alluvioni risultano formate da sedimenti clastici di trasporto fluviale. Nell'area a Sud di M.te Ollastu, dove hanno riempito una specie di conca scavata nell'Eocene per spessori di 8-10m, si appoggiano alla base del Monte di Serralonga, passando ad un conoide di falda. Le alluvioni terrazzate sono molto sviluppate anche a NE di Domusnovas, dove per la loro relativa potenza nascondono il passaggio tra l'Eocene e le trachidaciti di Siliqua. Nei punti in cui la copertura alluvionale viene a mancare per l'erosione e quando le condizioni di pendenza lo permettono, si hanno formazioni di orizzonti sorgentiferi nelle depressioni vallive o addirittura in pianura (W di Villamassargia).

Il detrito di falda abbonda al bordo S-W della valle del Cixerri, dove spesso forma veri e propri conoidi di falda, dolcemente degradanti verso la pianura nascondendo spesso, in tal modo, il passaggio tra le formazioni paleozoiche e terziarie.

L'Olocene è ristretto nell'attuale piano di alluvione del Rio Cixerri e dei principali torrenti; inoltre è presente come materiale detritico dei fondo valle calcarei e come materiale di rimaneggiamento delle antiche alluvioni terziarie per opera degli attuali torrenti che nella parte media e bassa della valle erodono le ripe dei loro letti.

Le vicende geologiche susseguitesesi nel più esteso settore della Sardegna meridionale, di cui fa parte la Valle del Cixerri, non hanno sempre le corrispondenti fasi morfologiche ben chiare, e ciò principalmente per l'asimmetria fra i due versanti Nord e Sud.

L'analisi morfogenetica della valle può risalire come nessuna altra regione d'Italia, alle più antiche fasi continentali del Paleozoico ma attualmente non è più possibile rintracciare i segni di quella morfologia, anche per la quasi certezza della successiva invasione marina durante il Siluriano superiore di tutto il cambrico del Sulcis-Iglesiente (Maxia, 1935).

4. GEOLOGIA

La fossa del Cixerri si estende a Est dell'abitato di Iglesias e s'innesta ortogonalmente alla piana del Campidano.

I limiti geomorfologici sono marcati da faglie "Alpine" E-W e N-S, che ne determinano una forma approssimativamente rettangolare, allungata in direzione E-W per circa 26 Km e larga 8 Km.

La piana del Cixerri deriva da un'originaria fossa tettonica con andamento E-W, poi colmata da sedimenti argillosi e detriti di età terziaria e quaternaria.

Le litologie presenti nella zona in esame sono costituite in prevalenza da rocce di età Cambriana e Ordoviciane, i cui depositi sedimentari di mare basso sono stati interessati e influenzati strutturalmente dalla presenza di più fasi tettoniche attribuibili alle orogenesi Caledoniche (Fase Sarda Auct.) ed Erciniche, e da metamorfismo regionale Ercinico di Anchizona.

Le formazioni carbonatiche cambriche sono costituite da calcari e dolomie della "*Formazione di Gonnese*" (*Metallifero*), in giacitura subverticale e con evidenti fenomeni di fratturazione e tettonizzazione.

I sedimenti cambriani sono ricoperti da uno strato non molto potente di conglomerati, sabbie e argille più o meno compattate, disposti in terrazzi e conoidi alluvionali ascrivibili al Plio-Pleistocene.

Recentemente Pillolla et Alii (1995) hanno proposto una nuova suddivisione della successione cambriana dell'Iglesiente-Sulcis, elevando le formazioni di Nebida, di Gonnese e Cabitza, secondo la suddivisione proposta da Coccozza (1979), al rango di gruppo: si avrebbero in questo modo i gruppi di Nebida, di Gonnese e di Iglesias. Gli stessi autori hanno ugualmente elevato i vari membri al rango di formazioni.

I sedimenti prevalentemente terrigeni della Formazione di Nebida sono verso l'alto seguiti dalla spessa successione carbonatica della Formazione di Gonnese costituita da dolomie e calcari di piana tidale, frammentata a più riprese in bacini e zone di alto strutturale a più riprese in bacini e zone di alto strutturale da fasi tettoniche distensive (Rasetti, 1972; Boni & Coccozza, 1978; Boni & Gandin, 1979; Boni et alii, 1981).

Si passa quindi alla formazione di Cabitza, che marca l'annegamento della piattaforma carbonatica.

La Formazione di Nebida (Formazione delle Arenarie "Auct., Gruppo di Nebida: Pillola et alii, 1995) è in prevalenza costituita da sedimenti terrigeni affetti da metamorfismo ercinico di grado molto basso ed affiora estesamente in tutto il Sulcis-Iglesiente. Nell'Iglesiente e nel Sulcis

settentrionale costituisce il termine più antico della successione affiorante, mentre nel Sulcis meridionale essa è sormontata dalla Formazione di Bithia. La Formazione di Nebida è tradizionalmente suddivisa in due membri (Rasetti, 1972), che sono dal basso verso l'alto, il Membro di Mattoppa ed il Membro di P.ta Manna. Secondo Pillola et alii (1995), lo spessore di questa formazione varia da 600 e 1000m, mentre attraverso una restaurazione delle strutture plicative Galassi & Gandin (1992), indicano spessori molto inferiori (320-380m).

Il Membro di Mattoppa è costituito da originarie siltiti grigie chiare con intercalazioni di arenarie, arenarie quarzose, quarzo areniti ed arcosi a grana fine, in livelli di alcuni dm di spessore. Verso l'alto il grado di maturità diminuisce progressivamente, le diffuse intercalazioni arenitiche divengono più frequenti e di maggiore potenza, fino a passare a metarenarie quarzoso-micacee grigie e verdi a grana grossa, alternate a metaquarzoareniti micacee e subordinati livelli di meta siltiti. La successione termina con metarenarie quarzoso-feldspatiche alternate a metarenarie quarzoso-micacee e meta grovacche con matrice carbonatica.

A questo deposito fa seguito il Membro di P.ta Manna, un'alternanza ritmica di metareniti, meta siltiti e meta argilliti a cemento carbonatico e meta calcari.

La fine della deposizione prevalentemente silicoclastica e l'inizio di quella prevalentemente carbonatica marca il passaggio dalla Formazione di Nebida alla Formazione di Gonnese.

La Formazione di Gonnese (Metallifero Auct., Gruppo di Gonnese: Pillola, 1991; Pillola et alii, 1995), definita anche "Metallifero" per il suo alto contenuto in giacimenti a metalli, che affiora, seppur in maniera discontinua, in tutto l'Iglesiente-Sulcis, era tradizionalmente suddivisa in due unità litostratigrafiche informali, o membri, che dal basso sono: Dolomia rigata e Calcare ceroide. Una terza unità litostratigrafica, nota in letteratura come Dolomia grigia (Cocozza, 1979), sarebbe derivata dalla locale dolomitizzazione diagenetica di parte del Calcare ceroide e di parte della Dolomia rigata. Più recentemente questa unità litostratigrafica è stata attribuita al Gruppo di Gonnese e suddivisa nella Formazione di S.Barbara e nella Formazione di S.Giovanni (Pillola, 1991; Pillola et alii, 1995). Lo spessore della formazione di Gonnese è estremamente variabile: da 80 a 480m (Galassi & Gandin, 1992).

Infine nella parte superiore della successione è rappresentata dalla Formazione di Cabitza, la quale è stata suddivisa in due membri (Rasetti, 1972; Cocozza, 1979) che dal basso verso l'alto sono: Calcare nodulare e gli Scisti di Cabitza.

Nella recente proposta di Pillola (1990; 1991) questa formazione è stata denominata Gruppo di Iglesias, a sua volta suddiviso in Formazione di Campo Pisano e Formazione di Cabitza. Il Membro del Calcare nodulare poggia con contatto netto sul Calcare ceroide.

Il Cenozoico è rappresentato da alternanze di arenarie, silt e argille di colore variabile dal grigio al rosso mattone talvolta violaceo, chiamato Formazione del Cixerri.

La Formazione del Cixerri è notoriamente una formazione di origine sedimentaria, in facies continentale, riferibile all'Oligocene in quanto si sovrappone al cosiddetto "Lignifero" del Sulcis, la cui età sarebbe sicuramente Eocenica. I sedimenti, come già accennato, sono costituiti in prevalenza da arenarie quarzose, grigio-violacee, bianco-verdastre oppure rossastre, spesso conglomeratiche, a ciottoli di rocce paleozoiche o mesozoiche (soprattutto scisti neri, quarzo, porfidi e calcari del Giurese-Cretaceo). Queste arenarie si alternano con marne ed argille siltose violacee o giallo-rossastre, spesso contenenti noduli concrezionari giallastri, ferruginosi, e ben stratificate.

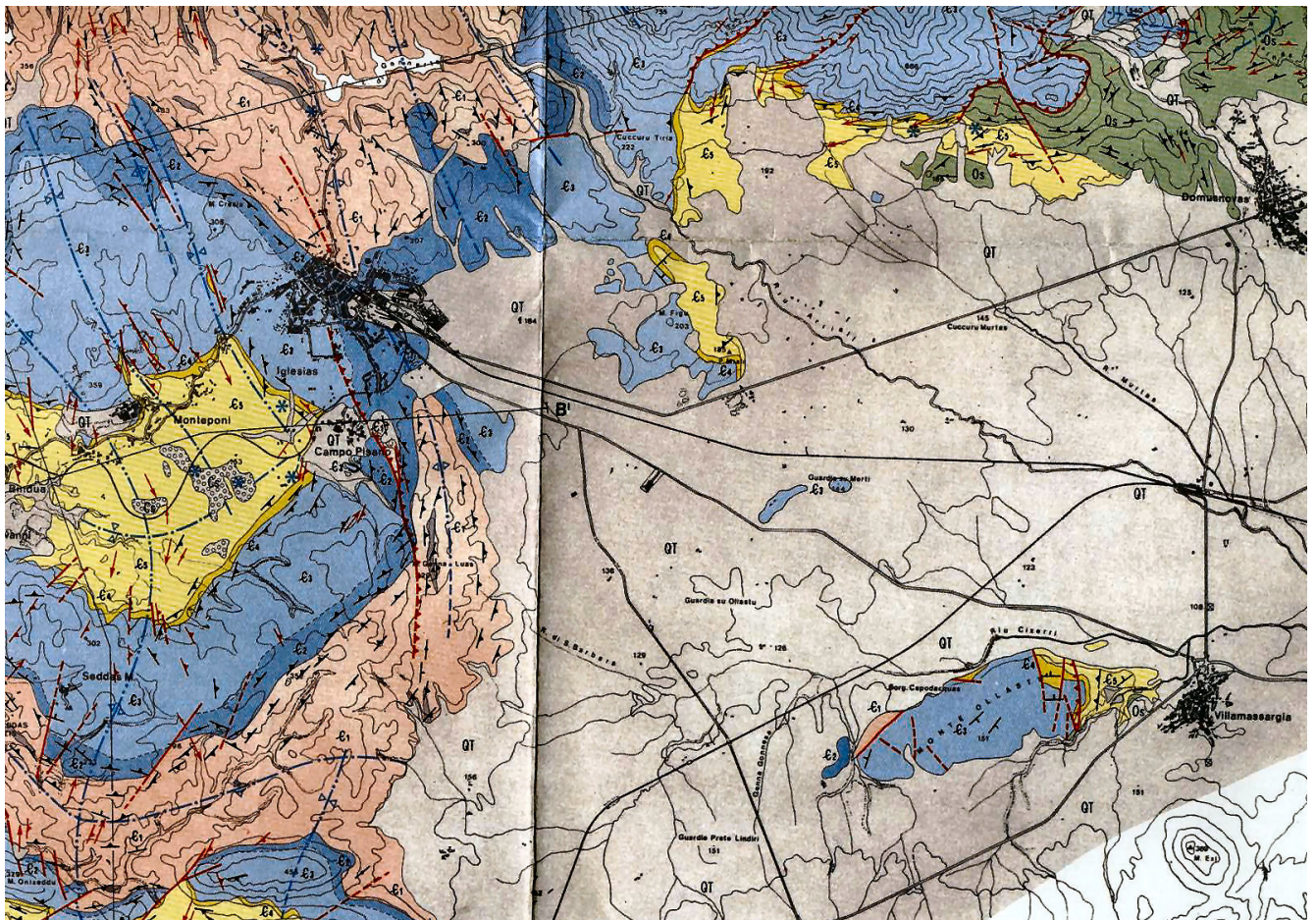


Figura 4: Stralcio Carta Geologica 1:50.000 (L.Carmignani- T.Cocozza- P.C. Pertusati). Schema geologico-strutturale dell'area tra Villamassargia ed Iglesias nel quale si evidenzia anche la tettonica del settore.

Legenda Carta Geologica

SEDIMENTI E VULCANITI POST-ERCINICI POST-HERCYNIAN SEDIMENTS AND VOLCANICS



QT

QUATERNARIO - TERZIARIO - Coperture recenti; depositi continentali e marini; vulcaniti.
QUATERNARY - TERTIARY - Recent deposits; marine and continental deposits; volcanics.



Tm

TRIAS MEDIO - Conglomerati e dolomie.
MIDDLE TRIAS - Conglomerates and dolomites.



Cs

CARBONIFERO SUPERIORE - Depositi fluvio-lacustri del bacino di S. Giorgio.
UPPER CARBONIFEROUS - Fluvialacustrine deposits of the S. Giorgio basin.

CICLO MAGMATICO DA TARDO A POST-ERCINICO (CARBONIFERO - ? PERMIANO) LATE-TO POST-HERCYNIAN MAGMATIC CYCLE (CARBONIFEROUS - ? PERMIAN)



π

Porfidi quarziferi (Sono presenti anche sottili filoni basici e filoni idrotermali prevalentemente quarzosi non dislinati cartograficamente).
Quartz porphyries (Also present but unmapped thin basic dykes and quartz-rich hydrothermal dykes).



γ

Graniti.
Granites.

SUCCESSIONI PALEOZOICHE ANCHIMETAMORFICHE ED EPIMETAMORFICHE PALAEOZOIC SEQUENCES OF VERY LOW - TO LOW-METAMORPHIC GRADE

Successione post-Fase sarda Post-Sardic phase sequence



Os

SILURIANO - ORDOVICIANO - Filiti carboniose con lenti di "Calcare ad *Orthoceras*" presso Fontanamare; metarenarie e metasiltiti a brachiopodi, briozoi, ecc.; metarenarie, filiti e metaconglomerati di trasgressione ("Puddinga" AUCTION.) (Os) con blocchi di calcare cambriaco (Os').
SILURIAN - ORDOVICIAN - Carbonaceous phyllites with "*Orthoceras* limestone" lenses near Fontanamare; metasediments and metasilts with Brachiopoda, Bryozoa, etc.; metasediments, phyllites and transgressive metaconglomerates ("Puddinga" AUCTION.) (Os) with blocks of Cambrian limestone (Os').

Successione pre-Fase sarda Pre-Sardic phase sequence



ε₃

CAMBRIANO MEDIO e ? SUP. - Membro degli Argilloscisti di Cabitza.
MIDDLE and ? UPPER CAMBRIAN - Cabitza slate Member.



ε₄

CAMBRIANO MEDIO - Membro del Calcare nodulare.
MIDDLE CAMBRIAN - Nodular limestone Member.



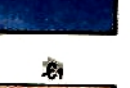
ε₁

CAMBRIANO INFERIORE - Membro del Calcare ceroide e Membro della Dolomia grigia.
LOWER CAMBRIAN - Waxy limestone Member and Grey dolomite Member.



ε₂

CAMBRIANO INFERIORE - Membro della Dolomia rigata.
LOWER CAMBRIAN - Laminated dolomite Member.



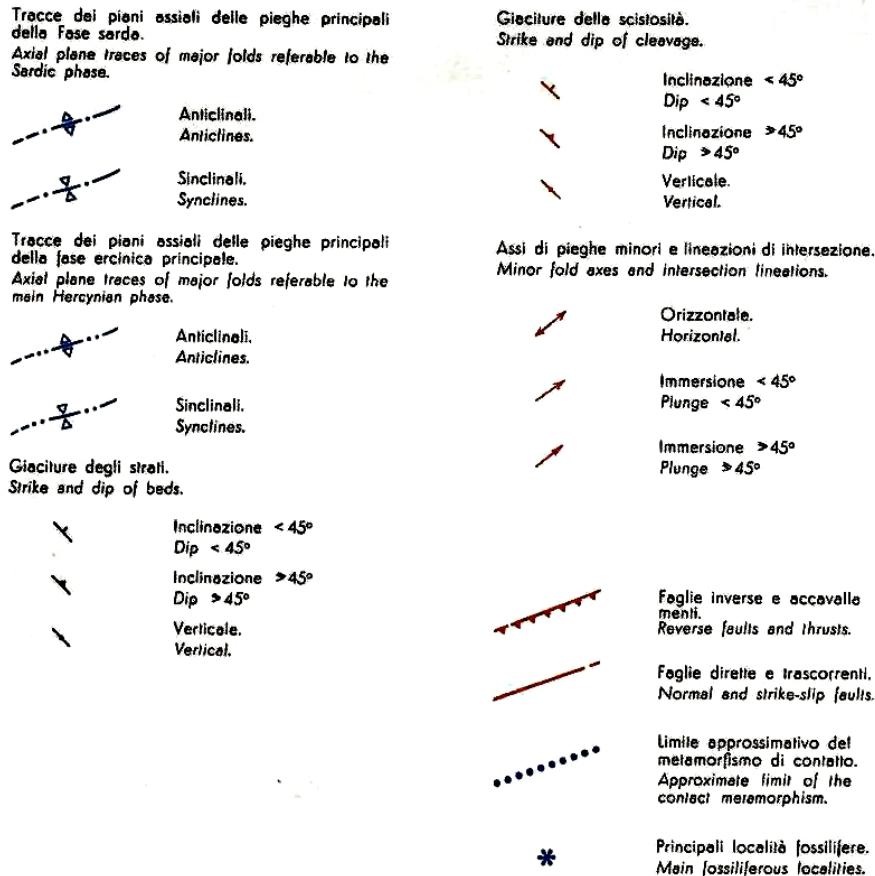
ε₁

CAMBRIANO INFERIORE - Formazione di Nebida: metarenarie e filiti (ε₁) con lenti di "Calceri e Dolomie ad *Archaeocyatha*" (ε₁^a).
LOWER CAMBRIAN - Nebida Formation: metasediments and phyllites (ε₁) with "*Archaeocyatha* limestones and dolomites" lenses (ε₁^a).

FORM. DI CABITZA
CABITZA FM.
FORM. DI GONNESA
GONNESA FM.

5. TETTONICA

SEGNI CONVENZIONALI



Per i suoi importanti giacimenti misti e di carbone, il Sulcis-Iglesiente è stato oggetto di studi di carattere geologico-strutturale da parte di numerosi ricercatori fin dai primi anni del secolo. L'assetto strutturale di quest'area è stato oggetto di diverse ipotesi, e sebbene la maggior parte degli autori sia d'accordo sul modello che viene descritto di seguito.

Nel Sulcis-Iglesiente, sono riconosciute quattro fasi deformative, in regime metamorfico basso e molto basso, legate sia alla Fase Sarda (Stille, 1939), che alle deformazioni erciniche (Arthaud, 1963; Dunnet, 1969; Poll & Zwart, 1964):

- Fase Sarda: pieghe aperte con assi E-W, che interessano la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore (Successione pre'' Puddinga'' Auct.);
- Prima fase Ercinica: pieghe con direzione assiale E-W che accentuano le precedenti;
- Seconda fase Ercinica: pieghe con assi circa N-S e con una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata

d) Terza fase Ercinica: pieghe con direzioni assiali variabili associate ad una debole deformazione.

L'esistenza di deformazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase Sarda) è dimostrata dalla discordanza tra la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore e i meta conglomerati alla base della Formazione di M.Argentu o "Puddinga" Auct.. Questa discordanza è netta anche sulla scala dell'affioramento in diverse località, sembra perciò avere importanza regionale.

È stato sostenuto, sia nell'Iglesiente (Arthaud, 1963; Dunnet, 1969) che nel Sulcis (Poll & Zwart, 1964), che le grandi strutture con assi e piani assiali orientati E-W che interessano i terreni cambriani sono ricoperte in discordanza dalla "Puddinga".

Nell'area sud-occidentale dell'Iglesiente, non esistono situazioni dove tale geometria sia osservabile altrettanto chiaramente. Le grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale (Sinclinale di Iglesias, Anticlinale di Gonnese) si interrompono verso W contro la "Puddinga" ordoviciana, ma il contatto è complicato da una importante superficie tettonica: la faglia di Gonnese (Brusca & Dessau, 1968).

Il territorio in esame è caratterizzato da faglie ad andamento NW-SE, soprattutto nel settore di Cuccuru Tiria, e da alcune pieghe anticlinali relative alla seconda fase ercinica, che caratterizzano gran parte del territorio e dell'assetto geologico ed idrogeologico. Come si può notare nello stralcio della carta geologica in figura 3, a sud dell'abitato di Iglesias, è presente l'anticlinale di Genna Luas, la quale è descritta da molti autori come una soglia idrogeologica invalicabile, che divide il bacino del Cixerri da quello Carbonatico ad ovest di Iglesias. L'ipotesi della completa impermeabilità è molto importante e da approfondire in ogni dettaglio, soprattutto per lo studio relativo ai sinkholes verificati nel settore in esame, in quanto, se non fosse completamente attendibile, la formazione dei cedimenti sarebbe influenzata anche dall'eduzione smisurata dalle miniere di Monteponi, anche se in misura molto minore rispetto all'emungimento attraverso i pozzi ubicati nella piana del Cixerri. Tale quesito verrà affrontato maggiormente, sia nella parte riguardante l'idrogeologia che nella parte che tratta dell'attività mineraria presente nell'iglesiente fino alla metà degli anni ottanta, proprio in concomitanza del verificarsi dei primi Sinkholes nell'area di Iglesias e Villamassargia.

6. IDROGRAFIA E STRUTTURA IDROGEOLOGICA DEL BACINO

Il reticolo idrografico superficiale non è particolarmente sviluppato; l'area competente al bacino di alimentazione è di circa 12,5 Km² , di cui 6,75 km² competono a terreni permeabili carbonatici, mentre la restante struttura è composta da arenarie e scisti, complessi geologici del tutto impermeabili.

L'area in esame è inserita in una zona caratterizzata dalle varie idrostrutture dell'Iglesiente, la più importante delle quali è il complesso carbonatico nel quale i corsi d'acqua sono scarsissimi, salvo in occasione di abbondanti precipitazioni che favoriscono la formazione di ruscelli a carattere torrentizio, i quali hanno breve sviluppo lineare e raramente giungono nel fondovalle.

L'attività carsica è ampiamente sviluppata e ciò ha portato alla creazione di un reticolo idrografico sotterraneo che ha dato luogo a diverse sorgenti sparse nel territorio. Queste formazioni, infatti, molto compatte e fratturate, permettono l'infiltrazione delle acque che vanno ad alimentare la falda freatica profonda del Cixerri; si ha quindi una buona resistenza all'attacco superficiale, mentre viene favorita l'erosione profonda. Nelle rocce arenarie e nei depositi alluvionali, invece, si nota la presenza di corsi d'acqua più sviluppati, a regime di continuità regionale.

Le acque scorrenti nei rilievi arenacei a Nord di Iglesias confluiscono in due grandi collettori idrici: l'invaso di Monteponi sul *Rio Bellicai* e il lago Corsi sul *Rio Canonica*, mentre fra i corsi d'acqua che scorrono nella piana del Cixerri si possono ricordare il *Rio Arriali* e il *Rio Murtas*, tributari di sinistra del Rio Cixerri, che è il corso d'acqua principale.

Le arenarie cambriche di *Gennalvas* e *Funtanaperda* rappresentano il limite occidentale del bacino idrogeologico: questo alto strutturale, per molti autori, costituisce un confine naturale quasi invalicabile tra il bacino carbonatico dell'Anello Metallifero drenato dagli impianti di Monteponi e le acque circolanti nelle stesse formazioni al di sotto della coltre alluvionale del Cixerri.

Verso Nord lo spartiacque superficiale confina con l'impluvio del bacino artificiale di *Gennarta*, che trattiene le acque di scorrimento superficiale, impedendone il deflusso verso valle.

Il limite idrogeologico ad Est è meno marcato e sembra coincidere con un alcune faglie ad andamento Nord-Sud.

Nella zona Nord-Est del bacino, in coincidenza coi calcari cambrici, lo spartiacque superficiale potrebbe non coincidere con quello sotterraneo poiché non può essere esclusa la presenza di fratture o condotti di natura carsica che possono drenare acque anche dal bacino limitrofo, posto immediatamente ad Est.

I due diversi bacini potrebbero entrare in funzione in “serie”, in periodi di surplus di alimentazione della rete acquifera, e i loro rispettivi apporti potrebbero mancare in progressione, mano a mano che il regime va verso il periodo di magra.

In generale, comunque, la falda freatica è alimentata quasi esclusivamente dalle piogge e non dall’acqua che potrebbe provenire dagli ampi bacini calcareo-dolomitici delle montagne del gruppo del *Marganai* e dei dintorni di Iglesias.

Negli ultimi decenni, stagioni particolarmente siccitose e prelievi indiscriminati hanno ridotto notevolmente la potenzialità dell’acquifero.

In passato, infatti, esso dava origine a numerose manifestazioni sorgentizie, come ad esempio la sorgente di Caput Acquis, che già da qualche anno sono scomparse.

Proprio per sopperire alla scomparsa delle risorgive ed assicurare l’approvvigionamento idrico alla popolazione furono effettuate le prime trivellazioni verso la fine degli anni ’70; da allora il livello statico dell’acquifero è variato notevolmente nel tempo.

Le sorgenti sopra citate sono legate al contatto fra i calcari del Cambrico disposti subverticalmente nel sottosuolo e gli argilloscisti paleozoici impermeabili.

La permeabilità del substrato varia notevolmente da punto a punto per la presenza di inghiottitoi e grotte nelle sequenze carbonatiche, tra le quali la *Grotta dei Pipistrelli*, profonda 16 metri, e la *Grotta di Planu Francau*, in località Monte Ollastus; quest’ultima grotta si trova nella zona in cui si è verificata una delle voragini più ampie ritrovate nel settore interessato.

La circolazione profonda in questo acquifero può essere ricollegata ad una discontinuità tettonica antica, ma interessata varie volte da sommovimenti più recenti, specie oligocenici, e che sembra idrologicamente attiva lungo una linea con direzione Nord-Ovest/Sud-Est, che dall’abitato di Iglesias continua lungo la piana del Cixerri. Ed è proprio lungo questa direzione del collettore sotterraneo che sono ubicati la maggior parte dei pozzi che prelevavano e prelevano tutt’ora notevoli quantità d’acqua per uso idropotabile (in particolare la successione Cuccuru Tiria, Monte Figu, Guardia Su Merti e Caput Acquis); ed è sempre lungo la stessa direzione che sono stati individuati la maggior parte dei fenomeni di collasso.

Per la precisione, le direzioni principali che segue la falda sono 2: oltre a quella già citata, è presente un ramo idrico che proviene da una direzione ancora più a Nord-Ovest, che passa proprio sotto l’abitato di Iglesias.

Il sistema di captazione più a monte presente in questa falda è quello posto in Vico del Pozzo, all’interno dell’abitato, che provvede all’approvvigionamento idrico di buona parte delle aree e degli impianti centrali di Iglesias.

Pur non potendolo determinare con esattezza, i due collettori sotterranei si incontrano approssimativamente al di sotto dell'area industriale, e da qui proseguono appunto verso Caput Aquas.

Il fatto che lungo questo secondo collettore non si siano verificati cedimenti (o perlomeno ancora non ne sono stati riscontrati), potrebbe essere dovuto alla maggiore profondità della falda in quest'area, e conseguentemente il terreno in superficie non ha risentito della mancanza di pressione idrostatica.

La circolazione idrica sotterranea appare quindi in grado di influire in maniera determinante nella formazione di tali fenomeni di dissesto, a causa anche dell'alternarsi delle varie fasi di magra, che nel recente passato hanno fatto registrare drastiche diminuzioni delle portate, e in alcuni casi persino il totale prosciugamento. La circolazione idrica sotterranea si inserisce in un sistema di fratture dovute agli stress tettonici cui è stata soggetta l'area; questi ultimi hanno anche determinato un aumento della permeabilità e della porosità secondaria.

Il dilavamento delle formazioni soprastanti è causa di un continuo processo di erosione, i cui effetti sono, come intensità, direttamente proporzionali alla potenza degli strati meno coerenti che ricoprono le formazioni carbonatiche.

Nelle aree circostanti l'abitato di Iglesias, inoltre, si riscontrano frequenti situazioni di affioramento della falda in questione, che vanno a formare dei laghetti più o meno grandi, nei pressi dei quali, in passato, hanno svolto la loro attività varie fornaci.

Si è accennato in precedenza ad alcune manifestazioni sorgentizie; non tutti i collettori sotterranei hanno punti di risorgenza.

Ad esempio il sistema idrogeologico al quale appartiene la *Grotta di Cuccuru Tiria* presenta due paleosorgenti soltanto in periodi di precipitazioni particolarmente intense. In regime di piovosità normale e durante i mesi estivi, invece, l'acqua, in questo sistema, va ad alimentare direttamente la falda di pianura della valle del Cixerri.

6.1. Caratteristiche idrogeologiche

L'area in oggetto di questo studio è stata suddivisa in quattro complessi idrogeologici principali, che coprono il 90% del territorio. Si descrivono nel dettaglio le caratteristiche idrogeologiche dei singoli complessi ed i loro rapporti giaciturali.

Complesso terrigeno inferiore: (800m di spessore – Formazione di Nebida) è costituito alla base da siltiti, argilliti ed arenarie e nella parte superiore da alternanze di arenarie quarzose, scisti arenacei con strati e lenti di calcari gradatamente sostituiti da dolomie. La serie appare intensamente piegata, ma con una fatturazione limitata ai soli banchi arenacei e calcarei.

La permeabilità per fessurazione è scarsa o nulla, anche se localmente esiste una modesta circolazione idrica nelle intercalazioni carbonatiche. Queste ultime, per la loro permeabilità molto più elevata rispetto alle rocce che li circondano, costituiscono dei veri e propri serbatoi che alimentano alcune sorgenti di portata piuttosto esigua.

Complesso carbonatico antico : (500-1000 m di spessore) si tratta di un complesso acquifero, limitato al letto dal membro della Dolomia rigata ed al tetto dai Calcari nodulari. È costituito da tipi litologici della Dolomia grigia e del Calcare ceroide. Il limite inferiore è scarsamente permeabile per la contenuta fatturazione e per la quasi assenza di carsificazione. La Dolomia grigia ed il Calcare ceroide hanno un comportamento idrodinamico analogo, mentre si differenziano notevolmente per il comportamento meccanico, a causa della diversa costituzione petrografica, giacitura, fatturazione e carsificazione.

Le dolomie si presentano debolmente fratturate, con le fratture spesso concrezionate e colmate da materiali residuali. La carsificazione è presente, ma non molto spinta. I calcari invece, sono caratterizzati quasi ovunque da una fitta rete di fratture poco concrezionate. Sono presenti numerose cavità carsiche. In sostanza il complesso delle dolomie è permeabile per fessurazione e solo subordinatamente per carsismo, mentre il complesso calcareo è altamente permeabile sia per fessurazione che per carsismo.

I due complessi formano un unico acquifero con caratteristiche localmente variabili in funzione delle giaciture e anche dalla presenza di filoni, che da origine ad una serie di serbatoi sotterranei tra loro interconnessi.

Il complesso impermeabile al tetto della serie, potente circa 20 m, è formato da sottili livelli calcarei (Calcari nodulari) a tessitura scistosa con alternanza di livelli argillosi che diventano via via sempre più consistenti verso l'alto.

La presenza di numerose sorgenti al contatto tra i Calcari nodulari e i sovrastanti Argillocisti di Cabitza, conferma che la soglia di permeabilità di questo complesso è localizzata esattamente nella parte alta dei Calcari nodulari.

Complesso scistoso intermedio: (300-400 m di spessore) comprende la parte terminale dei Calcari nodulari, dove sono prevalenti i livelli argillosi, e gli Argillocisti di Cabitza. Si tratta di un complesso impermeabile che, formando alcune importanti soglie di permeabilità, condiziona fortemente la circolazione idrica sotterranea. Una di queste soglie, che ricade nel settore in esame, è quella presente nella valle tra Monteponi e San Giovanni.

Complesso terrigeno superiore: (200-500 m di spessore) avente permeabilità variabile, comprende i terreni ordoviciani costituiti dal conglomerato poligenico basale, dagli argillocisti arenacei, dalle argille siltose e argilliti e siltiti con locali masse calcaree inglobate. Questo complesso terrigeno circonda l'Iglesiente come una barriera quasi continua, che va dal mare fino alla valle del Cixerri, comprendendo sia l'abitato di Iglesias che quello di Villamassargia.

7. CHIMISMO DELLE ACQUE

La rappresentanza geochimica delle acque del bacino del Cixerri è stata effettuata sulla base dei risultati analitici dei campioni prelevati da alcuni pozzi che hanno intercettato la falda profonda, di cui vengono proposti i più rappresentativi (Caput Acquas, Cuccuru Tiria e Monte Figu di cui trae alimentazione l'acquedotto comunale di Iglesias). Sono state campionate le acque anche di altri pozzi che non sono in esercizio.

Le emergenze più rappresentative sono messe a confronto con acque di altri bacini, quali San Giovanni di Domusnovas, Pubuxinu e San Benedetto, anch'essi recapiti di acquiferi carbonatici. Sono state infine campionate alcune sorgenti (S. Angelo e Su Capitolo), piccole emergenze legate agli intercalari carbonatici che si ritrovano nelle arenarie.

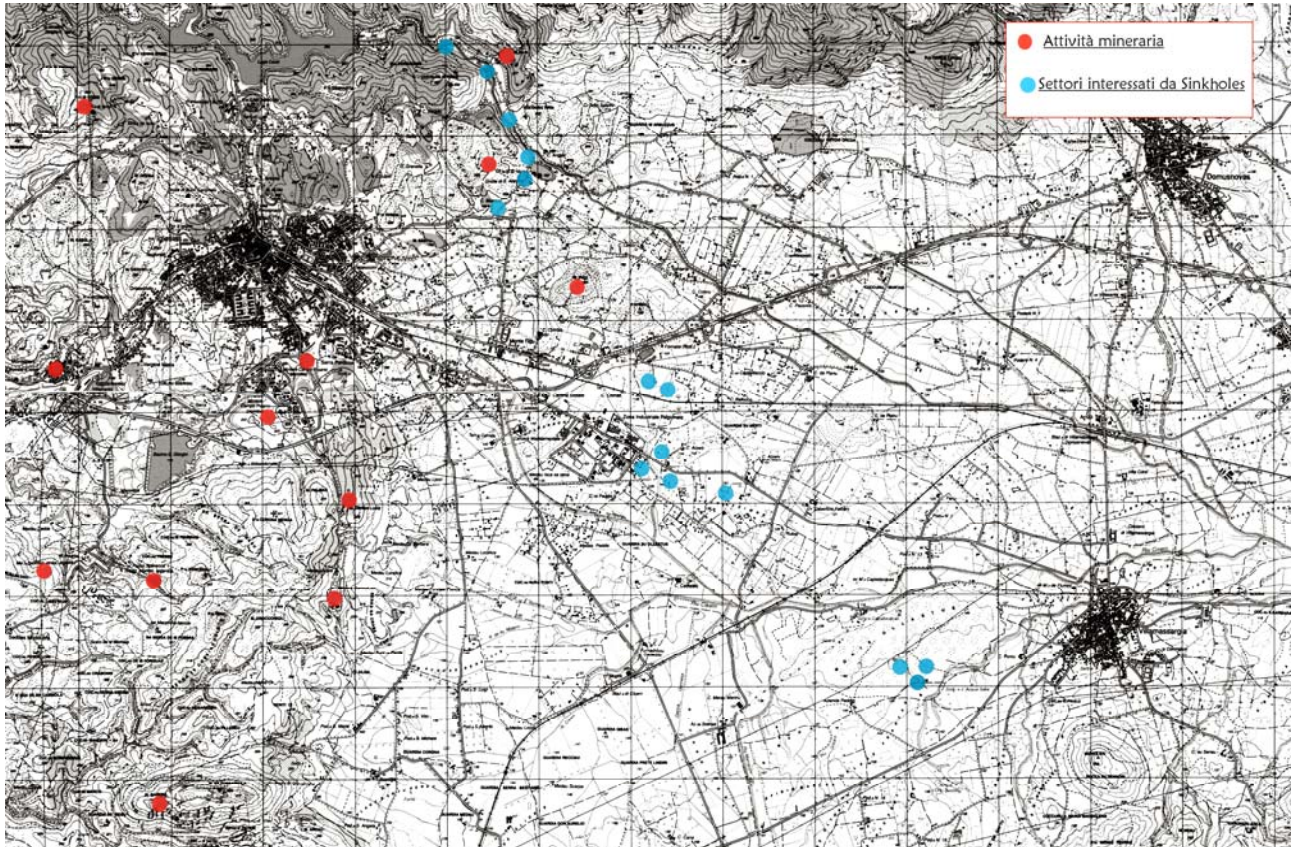
Sui campioni prelevati sono stati determinati gli elementi maggiori attraverso i quali è stato possibile caratterizzare la tipologia delle acque presenti nel bacino.

Località	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	HCO ₃
S. Angelo	60,2	12,9	29,4	1,9	56,7	22,7	217,2
Su Capitolo	66,0	10,4	30,8	1,7	63,8	14,9	212,3
Pubuxinu	64,5	13,1	26,8	2,8	56,7	33,4	227,0
Caput Acquas	106,8	48,5	80,7	7,6	177,3	89,7	338,1
S'Acqua Frida	71,0	37,2	52,4	5,8	106,4	30,1	356,4
Monte Figu	71,9	37,7	57,9	4,20	130,6	87,6	361,2
Cuccuru Tiria	73	23,9	27,8	2,2	63,8	26,2	307,5
S. Giovanni Domusnovas	65,4	13,4	26,4	2,9	63,8	24,6	214,8
S. Benedetto	71,2	29,5	39,4	4,9	58,5	53,6	307,5
Campo Pisano	110	67,0	108,0	4,0	182,0	183,0	326,0
Gran Sorgente	102,2	38,9	43,5	3,1	113,4	91,3	427,1

L'unica che si discosta sensibilmente dal raggruppamento è quella di Campo Pisano che pur circolando all'interno delle rocce carbonati che presenta connotati chimici differenti dovuti alla maggior concentrazione di solfati, derivanti dalle mineralizzazioni a solfuri presenti nel bacino a maggiori concentrazioni di sodio dovuti probabilmente all'ingressione di acqua salmatra nell'acquifero.

8. L'ATTIVITA' MINERARIA NELL'IGLESIENTE

Per le numerose implicazioni che il sistema idrico sotterraneo ha avuto sull'attività estrattiva, le caratteristiche geologiche ed idrogeologiche del bacino dell'Iglesiente, detto anche di *Monteponi*, sono state investigate a lungo nel corso dell'ultimo secolo.



Carta IGM: in rosso l'attività mineraria presente nell'area compresa tra Iglesias e Villamassargia.

Anche se il bacino di Monteponi dista circa 6 km dall'area interessata dai fenomeni di subsidenza, in base a quanto ritrovato negli studi sulla geologia e sull'idrogeologia del settore, il periodo in cui le miniere prelevavano volumi d'acqua esagerati ha influenzato gran parte del bacino idrogeologico dell'iglesiente, compreso l'acquifero sottostante la formazione del Cixerri, il quale molti autori dicono essere completamente separato da quello di Monteponi dalla soglia idraulica rappresentata dalla sinclinale di Genna Luas. Durante la concomitanza dei prelievi esagerati dalle miniere, poco prima dello spegnimento delle pompe, con la messa in funzione dei pozzi trivellati nella piana del Cixerri, ubicati tra Villamassargia ed Iglesias, si sono manifestati i primi cedimenti oggetto del nostro studio. Il legame con l'eduzione dalle miniere non è certo, ma sicuramente la concomitanza tra i prelievi ha creato un forte squilibrio idrodinamico nella falda sottostante le piana del Cixerri.

Purtroppo l'esigenza di spingere le coltivazioni minerarie fino a livelli sempre più profondi, al di sotto del livello piezometrico, che si attestava originariamente a +70 metri sul livello del mare, ha reso necessaria la depressione, tramite eduazione, della tavola d'acqua in tutto il settore dell'Iglesiente.

Nel 1874 vennero messe in esercizio le pompe a vapore nel Pozzo Sella, un primo modesto sistema di pompaggio che portò ad un abbassamento del livello dagli originari + 70 m a + 61m s.l.m. con una portata di circa 300 l/sec.

Tuttavia, mano a mano che i lavori minerari venivano approfonditi, la portata della venute d'acqua nei cantieri minerari aumentava progressivamente, rendendo necessaria la messa in opera di sistemi di drenaggio e di eduazione sempre più complessi per deprimere la falda e mantenere all'asciutto le coltivazioni. Nacque in seguito l'idea di scavare la galleria di scolo alla quota più bassa possibile, che consentisse di convogliare a mare per semplice gravità le acque evacuate dai cantieri. Nel 1885 venne iniziato lo scavo della galleria di scolo *Umberto I*, con uno sviluppo di 5962 m, che dalla miniera di Monteponi, a quota +18 s.l.m., porta alla palude di Sa Masa, a quota +2,70 m s.l.m..

Nel 1889 la galleria intercettò, alla progressiva di 4264 m, una grossa spaccatura, denominata "*Gran Sorgente*", una cavità verticale che costituisce il recapito naturale di una estesa rete acquifera sotterranea la quale drena una vastissima area del bacino idrogeologico di Monteponi.

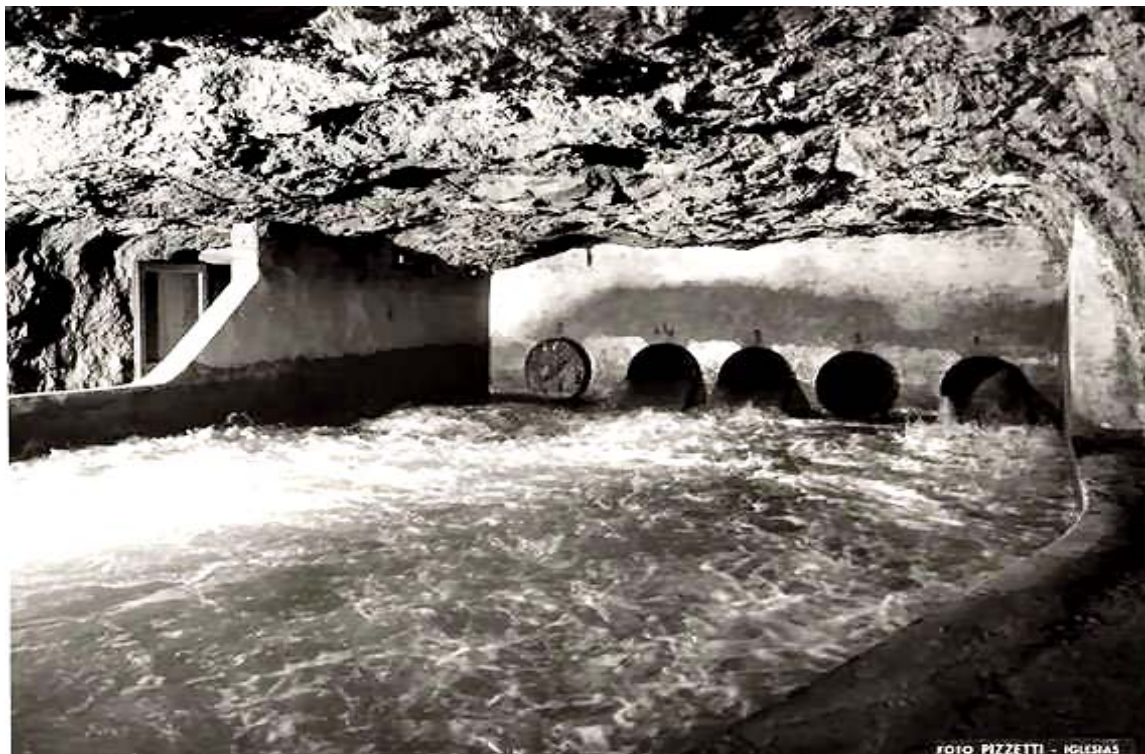


Figura 5: I cinque tubi di mandata della grande galleria di scolo di Monteponi.

Lo sblocco di questo importante condotto carsico produsse un massiccio incremento della portata della galleria di scolo, che passò improvvisamente da 550 l/sec a 3600 l/sec.

Questo portò ad un abbassamento della piezometrica fino alla quota di + 13,50 m s.l.m. a Monteponi, e garantì il proseguimento dell'attività mineraria per alcuni decenni in tutto l'anello Metallifero, dove la tavola d'acqua si abbassò di oltre 40 m.

Le aree interessate da questo drenaggio in particolare Nebida, Monte Agruxiau, San Marco, Campo Pisano, Sedda Moddizzis e San Giovanni.

In seguito, nel 1928, fu necessario predisporre un nuovo sistema di pompaggio, che fu collocato a quota -15 m s.l.m. per una portata a regime di circa 950 l/sec. La portata della galleria di scolo diminuì gradualmente fino ad esaurirsi del tutto nel 1932.

Il sistema di eduazione successivo, quello che portò la piezometrica a - 60m s.l.m., entrò in funzione nel 1936 per portate intorno ai 1500-1700 l/sec.

Nel 1956 si avviarono le pompe che portarono a -100m s.l.m., che allontanavano portate a regime intorno a 1400-1500 l/sec.

Nel 1990 infine, entrò in funzione il pompaggio a -200, con una portata iniziale di 2000 l/sec ed una a regime prevista di 1700 l/sec.

La coltivazione fu interrotta nel 1997 e l'impianto di pompaggio fu spento con graduale riduzione della portata edotta, al fine di evitare turbolenze e favorire una stratificazione dei livelli acquiferi a differente chimismo, fino alla cessazione totale dell'eduazione nel Luglio del 1997. Al fine di permettere la risalita della falda ed il suo addolcimento la galleria di scolo Umberto I è stata ostruita con un setto di cemento armato.

I vari studi, effettuati durante gli anni del pompaggio ed alla sua cessazione, hanno permesso di definire e calcolare numerosi parametri dell'acquifero, oltre a valutarne le caratteristiche geochimiche e definire gli ipotetici limiti strutturali.

Il bacino idrogeologico di Monteponi sarebbe infatti delimitato ad Est dalla soglia di permeabilità passante per Iglesias, a Sud dal piano assiale dell'anticlinale di Gonnese, a Nord da una linea che va da Candiazzus ad Iglesias e ad Ovest dal piano assiale della sinclinale passante da Nebida fino a Malfidaneddu.

Il bacino sarebbe costituito da diversi bacini serbatoi semidipendenti fra loro, separati da discontinuità strutturali, filoni, mineralizzazioni, fratture e cavità carsiche. Tale ipotesi fu presa in esame nel 1983 da Civita et Alii, i quali calcolarono che la ricarica media (infiltrazione efficace) del bacino idrogeologico interessato era enormemente piccola rispetto ai volumi di regime evacuati complessivamente dagli impianti. Le differenze furono spiegate con apporti provenienti da altri sistemi idrogeologici, ma in pochi hanno trattato direttamente il problema e

l'eventualità che il bacino di Monteponi faccia parte di un bacino più esteso, tesi avvalorata dagli enormi quantitativi prelevati durante la coltivazione mineraria e dall'abbassamento delle piezometrie nei pozzi in prossimità dell'abitato di Iglesias e Villamassargia, nonché la riduzione delle portate di alcune sorgenti che mai erano venute meno e che successivamente verranno analizzate.

Naturalmente il contesto minerario è molto più ampio e sviluppato nel territorio interessato. Le miniere sono dislocate in tutto il settore, molte sono state chiuse e ricoprono grande interesse sia per il Parco Geominerario sia perché sono oggetto di studi e perché utilizzate per il monitoraggio delle acque sotterranee. Tra le miniere più importanti, oltre quella di Monteponi ad ovest di Iglesias, possiamo menzionare le miniere di Campo Pisano, di Genna Luas a sud dell'abitato di Iglesias; le miniere di Monte Figu e Crograsciu e Tintillonis in prossimità della località di Cuccuru Tiria a nord-est Est di Iglesias; le altre si trovano ad ovest e sud-ovest del centro abitato, tra le quali possiamo elencare la miniera di Sedda Moddizzis e Pozzo Speranza.

9. FORMAZIONE DEI SINKHOLES E LEGAMI CON L'ATTIVITA' ANTROPICA

La formazione di uno svariato numero di sinkhole nella piana del Cixerri, nel tratto compreso tra Cuccuri Tiria e la sorgente di Caput Acquis, può essere sicuramente imputato all'esagerato sfruttamento della falda negli anni 80 e 90, il quale in parte era dovuto all'eduazione smisurata di acque necessaria all'avanzamento dell'attività mineraria e in parte all'emungimento attraverso pozzi trivellati, utilizzati per uso idropotabile negli anni di maggior fabbisogno idrico.



Figura 6: foto 3D nella quale si evidenzia la posizione delle sorgenti di Caput Acquis e Cuccuru Tiria (Google Heart.)

I dati recuperati dagli archivi del Genio Civile e la letteratura geologica attestano che sotto la coltre detritica della Formazione del Cixerri, è presente un substrato carbonatico fratturato, interessato da un intenso carsismo, nel quale l'oscillazione prolungata della falda derivante dagli emungimenti costanti nel corso del secolo, ha creato una brusca diminuzione della pressione idrostatica, con abbassamento del livello piezometrico e conseguente richiamo delle acque di falda superficiale, le quali si introducono nei condotti carsici operando contestualmente drenaggio ed asportazione delle frazioni litoidi appartenenti alla porzione alterata delle litologie di letto. Il materiale roccioso viene di conseguenza dilavato e veicolato ad opera di acque

sotterranee che asportando porzioni sempre più ampie, determinando in corrispondenza del vuoto di cattura carsico (es. foro) un vuoto cupoliforme od una cavità sotterranea in progressivo ampliamento ed in critiche condizioni di equilibrio, specialmente durante le stagioni piovose, fino al collasso della volta per disequilibrio gravifico; contestualmente si ha la formazione della voragine per compensazione verso l'alto, con ripercussione del vuoto in superficie. In questo meccanismo gioca un ruolo significativo la velocità di circolazione delle acque di falda superficiale che in parte è imputabile anche all'emungimento da pozzi freatici (Caredda G.; Cinus S.; Farris M., 2004).



Figura 6b: Sinkhole nel settore di Villamassargia, località Caput Aquas (Sardegna Sud-Occidentale)

9.1. Generalità su i Sinkholes

I Sinkholes, costituiscono forme di erosione che si inseriscono nell'ambito di processi di sprofondamento catastrofico e di subsidenza catastrofica, consistono in depressioni morfologiche sub - circolari che si formano in seguito allo sprofondamento repentino di una porzione di terreno (Fairbridge, 1968; Monroe, 1970). Nella letteratura anglosassone è sinonimo di dolina o di sprofondamento di origine antropica, in Italia definisce forme di erosione dovute non solo a fenomeni carsici o gravitativi, ma anche all'interazione tra: risalita dal basso di fluidi di provenienza profonda, rocce carbonatiche, falde superficiali ed acque di infiltrazione meteorica, oscillazioni del livello di falda ed attività tettonica attiva e recente (Nisio, 2003; Nisio e Salvati; 2004; Nisio et alii, 2004).

La propagazione del processo si sviluppa, contrariamente a quanto avviene per le doline, dal basso verso l'alto fino a coinvolgere la copertura che si trova al di sopra del substrato carbonatico sottoposto alla dissoluzione carsica.

I meccanismi genetici sono correlati a contesti geologico-strutturali che spesso sono molto complessi da esaminare e schematizzare; spesso le zone ad elevato rischio sono rappresentate dalle pianure alluvionali in contatto con successioni carbonatiche intensamente carsificate e tettonizzate (che ne costituiscono il bedrock) ove vi sia la presenza concomitante di alcuni o tutti i seguenti fattori:

- a) Un substrato carbonatico posto a notevole profondità, carsificato e fratturato che presenti una morfologia accidentata sia a piccola che grande scala tale da favorire processi di erosione localizzati e la "mobilizzazione" di materiale;
- b) Presenza al tetto del substrato di un potente pacco di depositi continentali a granulometria variabile con particolari alternanze di orizzonti a diversa permeabilità (di solito impermeabili o semipermeabili), coerenza e competenza;
- c) scadenti caratteristiche geo-meccaniche (consolidazione, addensamento, resistenza) dei terreni costituenti la copertura superiore;
- d) presenza di un potente acquifero confinato, falda in pressione, e/o sorgenti con portate notevoli (porre particolare riguardo alla temperatura, al chimismo e alla salinità delle stesse acque circolanti);
- e) circolazione di fluidi idrotermali ricchi in CO₂ e H₂S (più aggressivi sui carbonati) associati alla risalita di flussi gassosi;

- f) variazioni del livello di falda generate da cause naturali, come eventi pluviometrici intensi dopo periodi di siccità, oppure antropiche, come sovrasfruttamento di sorgenti e/o sovraemungimento, che causano rispettivamente imbibizione ed essiccamento;
- g) sistema di deformazione fragile ben sviluppato che interessi il substrato e metta in comunicazione lo stesso con i depositi di copertura così da agevolare la circolazione dei fluidi e favorire i processi di erosione;
- h) sismicità dell'area.

I meccanismi di origine e sviluppo riconosciuti nei fenomeni in oggetto sono, verosimilmente, da ricondurre a due precise dinamiche di subsidenza indotta localizzata o puntuale:

- la prima deriva dal presupposto che acque sotterranee in pressione provvedano ad esercitare una spinta di sostegno alle volte delle cavità carsiche prossime alla superficie o una spinta idrostatica di contenimento nei livelli acquiferi incoerenti alluvionali soprastanti le litologie carbonatiche, il cui venir meno a seguito di operazioni di emungimento idrico dal sottosuolo (assai eccessivo nell'area), con conseguente abbassamento del livello piezometrico o del livello freatico, comporta crollo per perdita di equilibrio statico e ripercussione dei vuoti verso l'alto per compensazione; ascrivibili a questa tipologia di fenomeno sono alcune voragini in loc. Cuc.ru Tiria-Corongiu de Mari (Caredda G.; Cinus S.; Farris M.);



Sinkhole nel settore di Cuccuru Tiria(Sardegna Sud-Occidentale.

- la seconda, più complessa ed articolata, prevede una lenta erosione operata dalle acque di falda idrica superficiale nei confronti della roccia alterata e delle porzioni clastiche appartenenti alla copertura che, asportate, vengono convogliate verso le aperture carsiche, determinando, circa in corrispondenza di queste, progressivi ampliamenti verticali (erosione inversa) ed orizzontali di vuoti sotterranei, fino al superamento della capacità di autocontenimento delle volte formatesi, perdita di sostegno statico e conseguente crollo con ripercussione verso la superficie.

Questo fenomeno risulta verificarsi preferenzialmente in corrispondenza delle stagioni piovose quando le acque meteoriche incrementano le falde freatiche localizzate in corrispondenza della interfaccia basamento roccioso/copertura incoerente, impongono una forte pressione idrostatica e si determina una elevata circolazione sotterranea che drena verso le cavità carsiche; circolazione che viene accentuata dai numerosi punti di prelievo della falda freatica. Ascrivibili a questa tipologia sono la gran parte delle voragini presenti in loc. M.te Ollastu, Pizzu Azzimus-Medau Olla, Caput Aquas, Su Merti (Caredda G.; Cinus S.; Farris M.).



Sinkhole in località Guardia su Merti (Sardegna Sud-Occidentale).

10. FENOMENI DI SPROFONDAMENTO NELLA SARDEGNA SUD-OCCIDENTALE (SULCIS)

Dall'analisi dei fenomeni censiti dalla Regione Sardegna, è emerso che la localizzazione di tali fenomeni è concentrata principalmente in aree predefinite, che oltre ad avere i caratteri geologici e idrogeologici necessari alla loro formazione, presentano un'intensa attività antropica.

Oltre i Sinkholes della piana del Cixerri, trattati nel presente studio, la manifestazione di fenomeni di subsidenza è avvenuta in altri settori del Sulcis-Iglesiente, e precisamente nei Comuni di Nuxis, Narcao, S. Anna Arresi, e sporadicamente anche nel Comune di Carbonia.

Chiaramente il modello geologico concettuale che accomuna tali località è la presenza di un substrato carbonatico e di un potente pacco di depositi di copertura. Le dimensioni granulometriche degli elementi di copertura possono essere variabili ma generalmente si tratta di argille sabbiose, limi, sabbie con intercalazioni di ghiaie.

Nel Comune di Nuxis, frazione di Acquacadda, i fenomeni si sono verificati in prevalenza dalla fine degli anni ottanta alla metà degli anni novanta. Oggi gli sprofondamenti si trovano prevalentemente ricoperti da pietrame o nascosti dalla vegetazione.



Figura 7: Sinkhole nel Comune di Nuxis (Sardegna Sud-Occidentale).

Anche il settore di Nuxis, come quello di Villamassargia ed Iglesias, a partire dall'inizio del secolo, è stato interessato da intensa attività mineraria ed emungimento eccessivo della falda per uso idropotabile. I vecchi minatori che lavoravano nella miniera di Sa Marchesa negli anni 70-80, a pochi chilometri dall'abitato di Nuxis, ricordano che un vasto sprofondamento interessò una parte della strada provinciale Acquacadda-Carbonia nei pressi di Acquacadda, il quale provocò alcuni giorni di blocco del traffico, fino a quando non si procedette a ripristinare la strada colmando lo sprofondamento con diversi carichi di pietrame.

Come fatto associabile all'emungimento, si può annoverare anche l'esaurimento concomitante delle sorgenti del Rio Cannedu a Narcao e le sorgenti di Perdu Manca e Peppi Mereu a Nuxis, che prima della messa in funzione dei pozzi non erano mai venute meno.

Il problema dei prelievi eccessivi interessò anche il bacino idrogeologico di Narcao e la sua frazione di Rio Murtas, nei quali si verificarono alcuni collassi gravitativi proprio in corrispondenza dei pozzi dai quali venivano prelevati volumi esagerati di acqua.



Figura 8: Sinkhole verificato nei primi mesi del 2008 nel Comune di Narcao (Sardegna Sud-Occidentale), in prossimità del parco giochi.

Nel Comune di S.Anna Arresi, distante circa 30 km dagli abitati di Nuxis e di Narcao, la formazione dei fenomeni è legata a processi genetici diversi, non legati all'emungimento della falda e all'attività antropica, ai quali invece ci si collega quando si tratta dei Sinkholes di Iglesias-Villamassargia, di Nuxis e di Narcao.

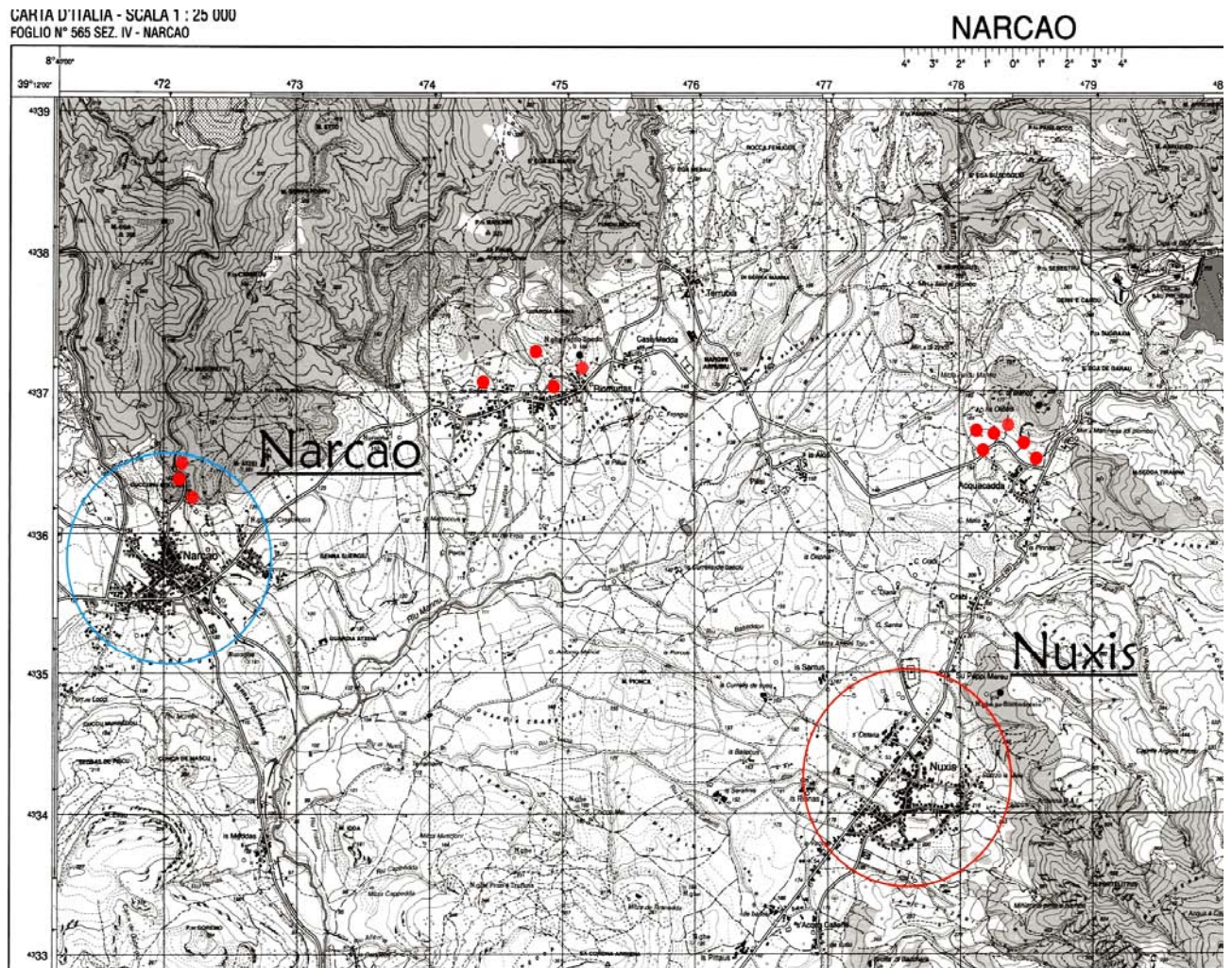


Figura 9: Carte IGM scala 1:25.000 foglio 565 sez. IV- Narcao nella quali si evidenziano gli abitati di Nuxis e di Narca e i settori interessati dai Sinkholes.

11. SFRUTTAMENTO DELLA FALDA

La formazione di tali voragini, come già detto in precedenza, è da collegare probabilmente al deprimersi della falda, in seguito ad emungimenti di considerevoli quantità d'acqua in maniera indiscriminata, e quindi al depauperamento della risorsa idrica.

L'acquifero in questione, in tale contesto, è stato studiato dettagliatamente da diversi autori e professionisti, calcolandone il bilancio idrogeologico, le riserve e le potenzialità di sfruttamento della falda.

Sono stati quindi analizzati e messi insieme studi effettuati negli anni passati sui numerosi pozzi presenti nella zona; per ciascuno di essi è presente, qualora disponibile, la relativa prova di portata, che permetterà di trarre indicazioni su quelle che sono le risposte dell'acquifero in seguito ai vari emungimenti.

Si riporta di seguito l'elenco dei pozzi ad uso idropotabile che emungono dall'acquifero in questione:

Comune di Villamassargia

N° di Pozzi

POZZI N° 5	in località	CAPUT ACQUAS
POZZI P1, P2	in località	CAPUT ACQUAS

Comune di Iglesias

N° di Pozzi

POZZO	in località	CUCCURU TIRIA
POZZI N°3	in località	MONTE FIGU
POZZO SARDAL S.P.A.	in località	SA STOIA.
POZZO CALCESTRUZZI S.P.A.	in località	SA STOIA
POZZI N° 5	in località	GUARDIA SU MERTI
POZZO Z.I.R.	in località	GUARDIA SU MERTI
POZZI N° 2	in località	FUNTANA MARZU

12. VALUTAZIONE DELLA PORTATA MEDIA DEL SISTEMA

La scarsità del numero delle stazioni pluviometriche e termometriche e la difficoltà a stabilire limiti idrostrutturali ben definiti, fanno sì che il calcolo del bilancio idrogeologico risulti estremamente difficoltoso.

A complicare tale calcolo c'è da aggiungere il fatto che non sono state censite e messe sotto controllo le diverse scaturigini che costituiscono le uscite del bacino.

Non può essere definito nemmeno il ruscellamento superficiale e l'evaporazione reale, anche se il fenomeno del ruscellamento superficiale del massiccio carbonatico è sicuramente limitato nel tempo e si verifica solo episodicamente quando gli apporti pluviometrici sono molto concentrati nel tempo, tali da superare il tasso di ricettività stessa del comparto litoide, che è altissima.

Gli unici dati di cui si dispone per effettuare una valutazione attendibile del bilancio idrogeologico sono le portate medie in uscita dalla grotta di Cuccuru Tiria, che costituisce il recapito del sistema posto più a monte.

Sono inoltre disponibili i dati relativi ad una serie di prove di portata eseguite su pozzi ubicati più a valle lungo la piana, che hanno consentito di determinare i principali parametri idrodinamici e le linee di flusso sotterranee del fronte di alimentazione.

Tutti questi dati verranno dettagliatamente illustrati in seguito.

Il bilancio idrogeologico potenziale del sistema, redatto attraverso l'espressione generale, viene così formulato:

$$P - E_r = Q = I_p + R_p$$

dove:

- P = precipitazioni medie
- E_r = evaporazione
- Q = risorsa idrica media globale
- I_p = infiltrazione potenziale media
- R_p = perdite per ruscellamento superficiale

Le precipitazioni medie assunte per il bacino sono relative al periodo compreso tra il 1923 e 1965, desunte dalla stazione pluviometrica di Iglesias, che corrispondono più o meno alle medie riferite allo stesso periodo di osservazione degli altri pluviometri della zona.

Nella determinazione del bilancio idrologico l'aliquota delle perdite d'acqua dovuta all'evaporazione reale è stata ottenuta attraverso alcuni procedimenti analitici.

Nonostante il margine di incertezza dei risultati ottenuti, in quanto vengono applicate formule del tutto empiriche, essa è comunque l'unica calcolabile attraverso i dati disponibili.

L'evaporazione è stata calcolata attraverso la formula di Turc:

$$E_r = P / [0.9 + (P^2 / L^2)]^{1/2}$$

dove:

P = piovosità in mm/anno

L = parametro che rappresenta il potere evaporante dell'atmosfera

Il valore di L si ottiene con la seguente formula:

$$L = 300 + 25 T_p + 0.05 T_p^3$$

Il parametro T_p si calcola con la formula successiva, che prevede la correzione delle temperature in funzione delle precipitazioni medie mensili e dell'umidità dell'aria che influisce sul potere evaporante dell'atmosfera:

$$T_p = (p_i T_i / P)$$

dove:

P_i = precipitazioni medie mensili in mm/a

T_i = temperatura medie mensili in °C

P = altezza di precipitazione in mm/a

Dai calcoli si ottiene $T_p = 13,55$, quindi:

$$E_r = 793 / [0.9 + (793^2 / 763^2)]^{1/2} = 563 \text{ mm/a}$$

Per quanto riguarda l'infiltrazione potenziale (I_p) e il ruscellamento potenziale (R_p), i dati indicati sono evidentemente presunti, poiché i valori relativi non derivano da misure dirette, ma sono stati ricavati da osservazioni ed esperienze effettuate in varie parti del mondo in complessi idrogeologici simili.

Si assume pertanto che nel domino calcareo-dolomitico l'infiltrazione potenziale sia uguale al 90% della risorsa, mentre nelle arenarie la quota di infiltrazione potenziale è pressoché nulla (

5%); qui infatti la scarsa circolazione idrica sotterranea è legata alla episodica presenza di banchi carbonatici che danno luogo ad una miriade di piccolissime sorgenti.

I valori che vengono forniti sono puramente indicativi, in quanto, come è stato accennato in precedenza, non è possibile considerare un'unica area di competenza che sia totalmente scollegata dalle aree limitrofe.

Per fare un esempio e rendere più chiara la situazione, la sorgente di Caput Aquas, essendo il punto più depresso del sistema, può ricevere anche le acque sotterranee che provengono dalle formazioni poste più a Sud, che non rientrano nell'area qui considerata e non sono state pertanto considerate nel bilancio idrogeologico.

Il calcolo relativo al coefficiente di infiltrazione potenziale è stato ottenuto per differenza tra le riserve idriche globali medie e il ruscellamento:

$$I_p = Q - R_p$$

essendo:

$$Q = P - E_r = 793 - 563 = 230 \text{ mm/a}$$

da cui l'infiltrazione per il complesso calcareo-dolomitico è pari a:

$$I_{p(cal)} = Q - 0.1(Q) = 230 - 0.1(230) = 207 \text{ mm/a}$$

mentre il ruscellamento è dato da :

$$R_{p(cal)} = Q - 0.9(Q) = 230 - 0.9(230) = 23 \text{ mm/a}$$

Poichè il ruscellamento nelle arenarie, poste immediatamente a monte de dominio calcareo-dolomitico, confluisce in quest'ultimo, anche queste acque si infiltrano nel bacino, di cui solo una parte di esse continua il ruscellamento.

La quota di corrivazione della formazione delle arenarie che si infiltra nei calcari deve essere computata ai fini del bilancio complessivo, ed è stata calcolata assumendo gli stessi parametri utilizzati per il ruscellamento e l'infiltrazione del massiccio calcareo.

I volumi d'acqua infiltrati sono **pari 2,6 Mm³/anno**, che corrispondono ad una **ricarica attiva di circa 82 l/s**. Non bisogna trascurare che la falda ha più apporti (pluviale, laterale e fluviale), né possono essere escluse le pur limitate superfici libere calcaree di Guardia Su Merti e Monte

Ollastus, che alimentano direttamente la falda; vi sono quindi ulteriori volumi idrici che si infiltrano e che non possono essere determinati con precisione.

E' plausibile ritenere che la portata media del sistema nell'area studiata sia valutabile attorno ai **100 l/s**, come testimoniato dalle misure di portata effettuate nei diversi pozzi che traggono alimentazione dall'acquifero.

A questo punto, calcolato il bilancio idrogeologico, è opportuno illustrare anche la situazione dei pozzi presenti nella piana del Cixerri, al fine di poter fare un confronto tra la portata media del sistema e quella edotta dai vari impianti di pompaggio e capire se effettivamente esistono relazioni con la formazione dei sinkhole.

Non potendo dare indicazioni esatte sui numerosissimi pozzi privati, la maggior parte dei quali emunge modesti quantitativi d'acqua, ci limiteremo ad esaminare per ogni singola area interessata dai cedimenti, i prelievi dei sistemi principali, cioè di quelli che hanno una maggiore influenza nel processo di depauperamento della falda idrica e nella formazione dei cedimenti.

13. LOCALITÀ CUCCURU TIRIA

La località di Cuccuru Tiria, si trova circa a quota 200 metri circa s.l.m., ai piedi del complesso del Marganai.

Come detto, l'Iglesiente è composto da formazioni rocciose prevalentemente impermeabili, tra le quali il solo complesso carbonatico presenta una permeabilità sia per fessurazione che per carsismo, in alcuni punti di notevole entità, che consente un immagazzinamento ed una successiva restituzione di cospicue risorse idriche.



Figura 10: nell'immagine si evidenzia la posizione di Cuccuru Tiria rispetto al centro abitato di Iglesias

Il sistema carsico di Cuccuru Tiria assume una notevole importanza in quanto costituisce la fonte principale delle acque sotterranee che vanno successivamente ad alimentare la piana del Cixerri. Per tale motivo si deve focalizzare maggiormente l'attenzione anche sui pozzi presenti in tale zona, per poter trovare un legame diretto tra depressione piezometrica e i cedimenti del terreno.

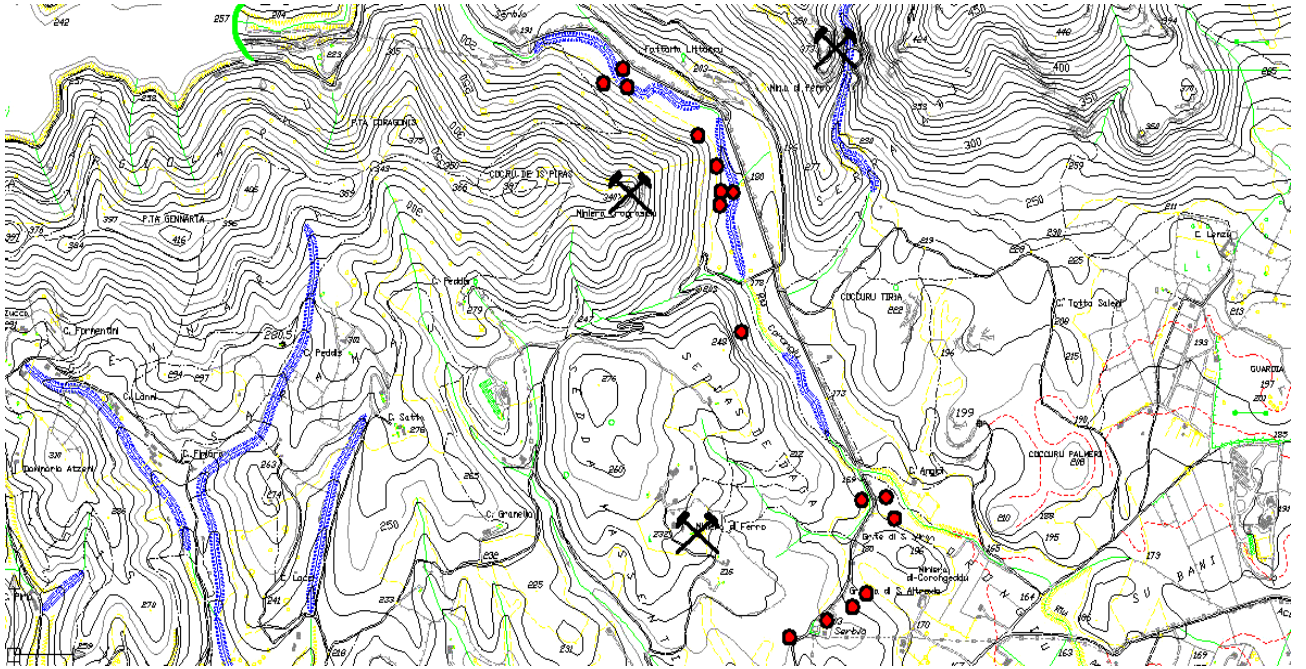


Figura 11: (stralcio CTR) in rosso i sinkholes censiti nel presente studio, località Cuccuru Tiria.

Nel settore in esame sono stati censiti circa 15 sinkholes, suddivisi tra cedimenti singoli e multipli, i quali si ritrovano prevalentemente in prossimità del Rio Corongiu.

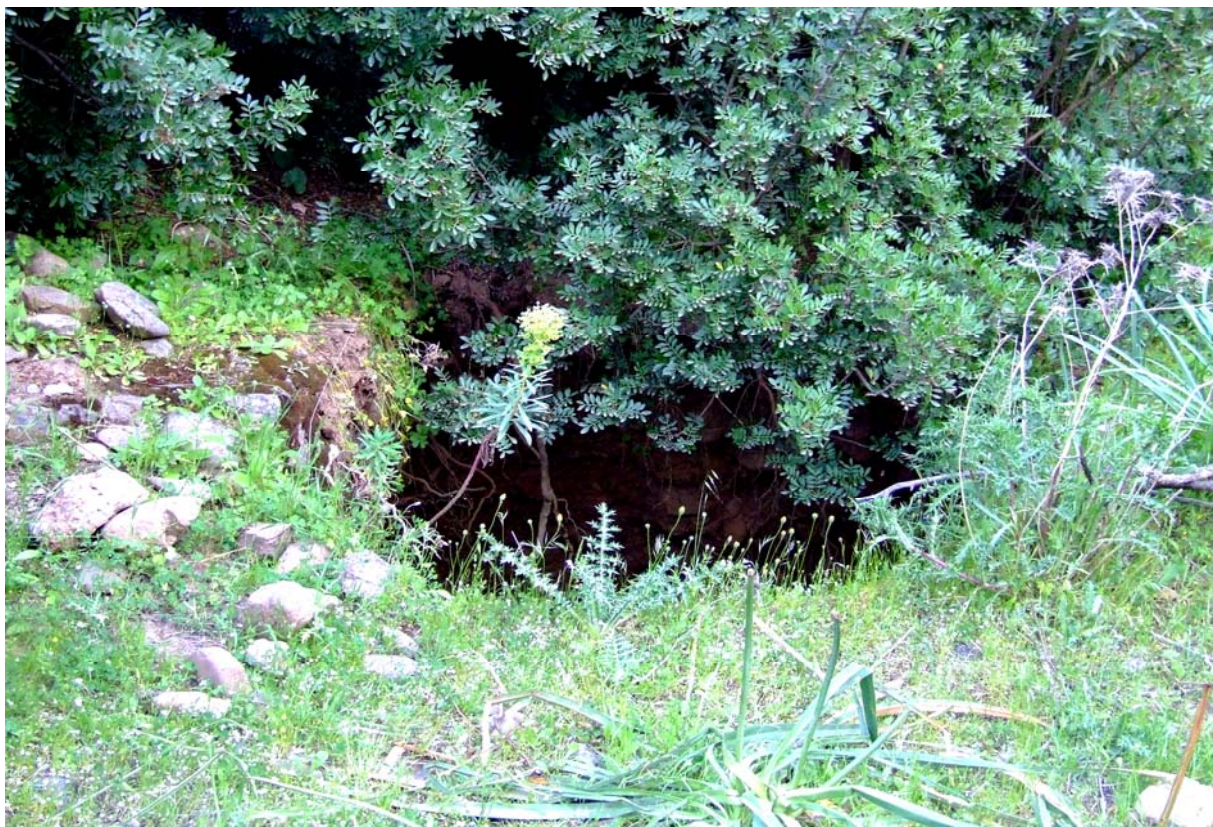


Figura 12: Sinkhole in località Cuccuru Tiria, parzialmente nascosto da vegetazione (foto 2008).

I sinkholes ritrovati in località Cuccuru Tiria presentano una certa omogeneità morfometrica, che generalmente si ritrova anche nei restanti fenomeni censiti nello studio. La maggior parte dei cedimenti si ritrova in prossimità del Rio Corongiu. Raramente superano i 5-6 metri di diametro, con profondità che arrivano, per quelli più profondi, a circa 3-4 metri dal piano di campagna. La maggior parte sono ricoperti da vegetazione o si trovano in uno stadio evolutivo senile.

Negli anni scorsi sono stati eseguiti numerosi studi riguardanti un po' tutte le aree che concorrono a formare il bacino del Cixerri. In queste aree a valle di Cuccuru Tiria sono state individuate le caratteristiche dei terreni, sono stati misurati gli abbassamenti della superficie piezometrica, sono state rilevate alcune voragini più o meno grandi, ma bisogna dire che tutto questo costituisce, o dovrebbe costituire, uno studio secondario, cioè una conseguenza a valle di quella che è l'origine di tutti questi fenomeni che hanno alterato l'equilibrio naturale.

Se si vuole fare uno studio a monte di tutto, quindi, è lecito e doveroso anche analizzare il sistema di Cuccuru Tiria e i relativi emungimenti.



Figura 12b: Sinkhole in località Cuccuru Tiria (foto 2008).

13.1. Caratteri idrogeologici:

Si era accennato in precedenza dell'esistenza in quest'area di una sorgente sotterranea all'interno di una grotta naturale formatasi nel complesso calcareo del Marganai; la grotta è denominata *Gutturu Tiria* e ha uno sviluppo complessivo di circa 1,5 Km, con disegno planimetrico molto accidentato.

Nel 1978 sono stati effettuati vari rilevamenti di portata, in sezioni di misura opportunamente scelte, e sono stati determinati valori variabili nell'arco dell'anno, con un minimo di 40 l/s nel mese di Settembre ed un massimo, nel periodo tra Gennaio e Maggio, sull'ordine di 300-350 l/s. E' stato anche accertato che l'andamento delle portate della grotta è sempre stato in correlazione con gli eventi meteorici, e questo conferma che la sorgente si è formata per infiltrazione di acque superficiali.

Nel periodo di massimo apporto si verificava addirittura il trabocco delle acque attraverso le fratture di ingresso alla grotta.

Il torrente sotterraneo, che scorre a quota 167 metri s.l.m., dopo una stretta spaccatura incontra una cascata, a valle della quale l'acqua scompare in un inghiottitoio, in coincidenza di un brusco cambio di direzione del condotto. Per valutare la portata del torrente nel corso degli anni, è stato costruito e tarato in passato uno stramazzo, immediatamente a monte della cascata, che permette una misura immediata della portata quando essa però si mantiene inferiore ai 50 l/s, che è il limite massimo dello stramazzo.

Misure fatte in diversi periodi dell'anno e per alcuni anni hanno dato portate minime non inferiori ai 18-20 l/s.

Misure di portata sorgente Cuccuru Tiria

DATA	PORTATA (l/s)
27/10/1983	18.50
2/11/1983	18.50
12/11/1983	46
10/6/1984	46
17/6/1984	45.6
8/7/1984	38.8
10/7/1984	38
18/3/1989	15
26/3/1989	21

La misura per la massima portata del torrente può essere invece fatta solo in maniera induttiva. Lo stramazzo utilizzato per la misura, infatti, è stato posto a valle di uno stretto cunicolo lungo circa 30 metri, di altezza pari a 2 metri e larghezza pari a 1 metro.

Una spaccatura di queste dimensioni, in periodi di piena, sarebbe in grado di smaltire almeno 150 l/sec, pari a 4500000 m³/anno.

Negli anni 1982-84 venne eseguita la perforazione di alcuni pozzi, nell'ottica di una valorizzazione della risorsa idrica, con l'obiettivo di captare l'acqua a valle dell'inghiottitoio. Questo tentativo non andò però a buon fine, a causa della notevole presenza di limi rossi che non rendevano possibile l'utilizzo dell'acqua captata.

Nei primi mesi del 1989 è stata ripresa in esame la possibilità di utilizzare la risorsa di Cuccuru Tiria, finalizzando però i lavori ad una captazione diretta dal torrente che scorre nella grotta.

Sono stati così perforati due pozzi, il primo a scopo topografico per verificare il collegamento tra l'imbocco della grotta e la cascata, ed il secondo per captazione, immediatamente a valle della cascata stessa, che va a prelevare l'acqua dal torrente.

Il livello statico della piezometrica qui corrisponde alla quota a cui scorre il torrente sotterraneo, cioè 167 metri. Attualmente, nel sistema di pompaggio ubicato in quest'area, si sta lavorando con una portata di circa 8,3 l/s.

Dal momento in cui sono stati attivati i pozzi, hanno iniziato a verificarsi e si verificano tuttora numerosi fenomeni di collasso. Questi fenomeni si sono successivamente propagati anche verso valle, più o meno lungo la direzione che segue il collettore sotterraneo che da Cuccuru Tiria raggiunge la piana sottostante, e in particolare Monte Figu, Guardia Su Merti e Caput Aquas.

In queste aree, dunque, anche a causa dei pozzi attivi presenti in esse, si è risentito in maniera negativa dei prelievi indotti a monte, e questo dimostra la stretta correlazione tra gli acquiferi intercettati nelle diverse aree, e quanto il loro livello piezometrico eccessivamente depresso sia determinante per la formazione dei fenomeni di collasso.



Figura 13: Sinkhole multiplo in località Cuccuru Tiria, (foto 2008).



Figura 13b: Sinkhole ricoperto artificialmente da arbusti secchi in località Cuccuru Tiria, (foto 2008).

14. LOCALITÀ GUARDIA SU MERTI

L'area si estende per circa 17 Km², di cui solo il 30% compete a terreni carbonatici permeabili, ed è costituita da rilievi di tipo collinare nella zona Nord che sovrastano la depressione valliva del Cixerri.

Il settore in esame ricade presso la zona industriale di Iglesias, nella quale si sono verificati gran parte dei Sinkholes censiti nel presente studio.

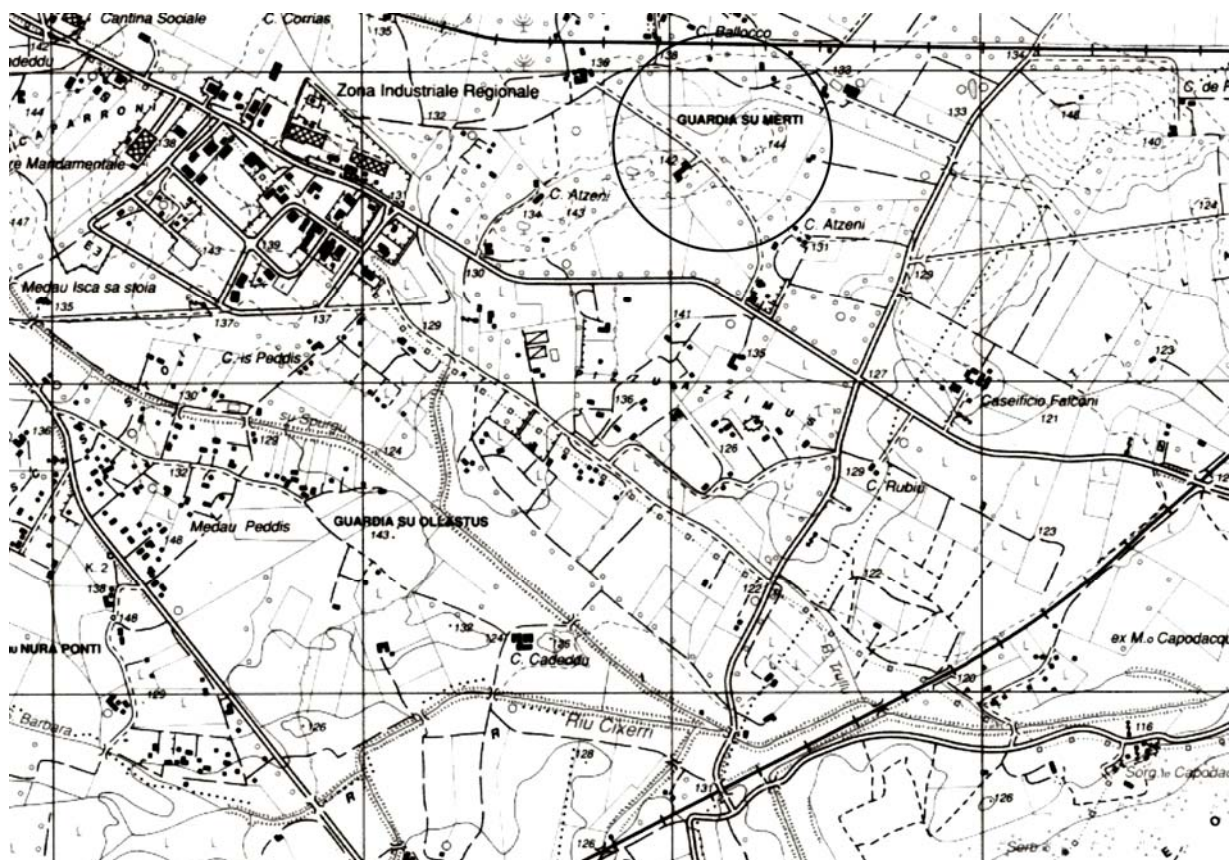


Figura 14: Stralcio IGM; Località Guardia su Merti, a Sud-Est dell'abitato di Iglesias (zona industriale).

L'area di Guardia su Merti, insieme a la località di Cuccuru Tiria e di Caput Aquas, è il settore in cui si sono verificati gli sprofondamenti più importanti. I sinkhole mostrano caratteristiche similari, per la tipologia di sprofondamento, e morfometria riscontrata. Il contesto geologico è caratterizzato da alluvioni ghiaio-sabbiose in matrice argillosa con sottostanti arenarie, al di sotto delle quali si ritrovano litologie carbonatiche (calcari e dolomie).

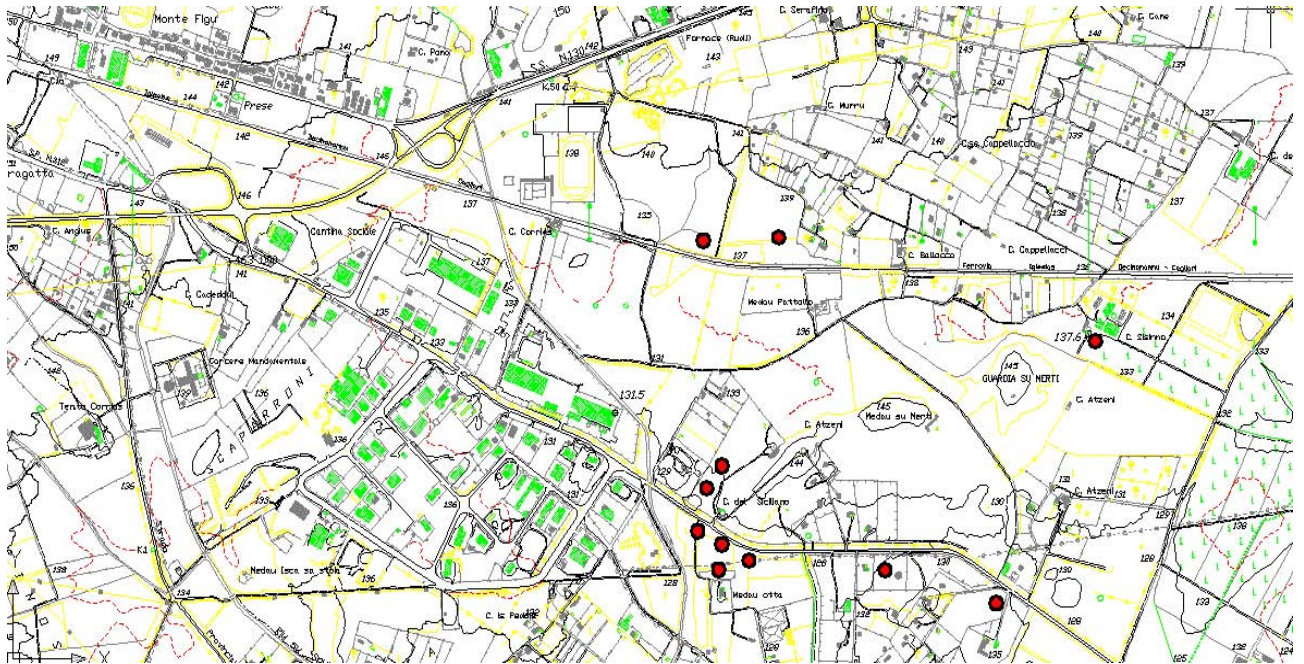


Figura 15: Sinkholes in località Guardia su Merti (foto 2008).

Nel settore sono stati censiti 8 sinkholes, di dimensioni variabili, che spesso superano i 10 m di diametro, come quello visibile nelle immagini 16 e 19, che si ritrova a circa 100 m della ferrovia, il quale ha un diametro di oltre 30 m ed una profondità d.p.c superiore a 10 m;



Figura 16: Veduta aerea dei sinkholes presenti nel settore interessato.



Figura 17: Veduta aerea di due sinkholes presenti nel settore di Guardia su Merti.



Figura 17b: Immagine di dettaglio dei sinkhole mostrati nella figura 17..



Figura 17c: Immagine di dettaglio dei sinkhole mostrati nella figura 17.



Figura 18: Immagine di dettaglio del sinkhole illustrato nell'immagine aerea n° 16 , località Guardia su Merti, in prossimità della ferrovia (foto 2008).



Figura 19: Sinkhole in località Guardia su Merti, annegamento (foto 2008).

nella foto 19 si osserva che il cedimento ha intercettato la falda freatica, con il conseguente annegamento della parte più depressa.

Gran parte degli sprofondamenti censiti sono attualmente ricoperti da vegetazione o messi in sicurezza attraverso la perimetrazione della voragine con reti metalliche, che nella maggior parte dei casi sono state divelte o sono cadute per il progressivo avanzamento della stessa.

Nella figura 20, si può chiaramente notare come il cartello di pericolo sia caduto, forse rimosso, e nascosto dalle erbacce; la messa in sicurezza di alcuni sinkhole in località Guardia su Merti risulta inadeguata all'attuale situazione delle voragini ritrovate, le quali spesso si ritrovano nascoste completamente, senza la presenza di adeguate misure di segnalazione.

I meccanismi genetici sono presumibilmente legati all'emungimento eccessivo attraverso i pozzi per uso idropotaile presenti nel settore; va inoltre segnalata l'azione antropica intensa, prodotta dalle vibrazioni e dalle opere di manutenzione relative alla rete ferroviaria vicina e dal polo industriale adiacente, all'interno del quale si trova parte dei cedimenti censiti.



Figura 20: Cartello di pericolo rimosso e nascosto dalla vegetazione in prossimità del sinkhole in località Guardia su Merti mostrato nella figura 19 (foto 2008).

14.1. Caratteri idrogeologici

Anche in località Guardia su Merti, come negli altri settori interessati dai sinkholes, sono stati eseguiti alcuni pozzi trivellati, nei quali sono state eseguite le prove di portata per poter osservare le caratteristiche e la potenzialità della falda e l'eventuale interferenza con i pozzi già presenti nell'area.

Le prove sono state effettuate durante il mese di Maggio del 1992, nei pozzi del Consorzio Industriale, e nei pozzi in località Su Merti, dove gli stessi sono stati messi in eduazione contemporaneamente. Le variazioni piezometriche indotte dal pompaggio, oltre ad esser state misurate in ciascun pozzo in eduazione, sono state osservate in un intorno di 2 Km anche nei

restanti pozzi, i quali sono stati utilizzati come piezometri di controllo; i livelli piezometrici sono stati misurati mediante strumenti temporizzati a rilevamento automatico.

Le prove sono state eseguite utilizzando 3 o 4 gradini di portata della durata oscillante tra le 2 e le 4 ore ciascuno, con portate costanti per i singoli gradini.

Ogni gradino di portata è stato seguito da un arresto del pompaggio, che ha consentito la risalita del livello dell'acqua e la misura dell'abbassamento residuale.

Il pompaggio a portate crescenti è stato ottenuto inserendo nella tubazione di mandata una valvola regolatrice, che ha permesso, con l'ausilio di un flussometro, di ottenere la portata di ciascun gradino fino al raggiungimento della portata massima della pompa, coincidente con l'ultimo gradino.

I pozzi nei quali sono state eseguite le prove di portate sono indicati dai numeri 54, 57, 58 e 60 e sono tutti ubicati in località Gurdia Su Merti.

	<i>GRADINI</i>	PORTATE EMUNTE mc/h	ABBASSAMENTI RESIDUALI m	PORTATE SPECIFICHE mc/h * m	ABBASSAMENTI SPECIFICI m/mc * h
POZZO 60	1	3.38	0.040	84.50	0.0118
	2	16.34	0.610	26.78	0.0370
	3	26.28	1.790	14.68	0.0680
	4	44.28	5.570	7.96	0.1260
POZZO 58	1	38.16	0.085	449.90	0.0022
	2	61.31	0.158	358.03	0.0026
	3	95.04	0.325	292.43	0.0034
POZZO 57	1	11.52	0.440	26.18	0.0382
	2	24.66	1.950	12.65	0.0790
	3	41.94	4.830	8.68	0.0116
POZZO 54	1	11.63	11.990	0.97	1.0300
	2	17.03	23.000	0.74	1.3500

14.2. Calcolo dei parametri idrodinamici

Il calcolo dei coefficienti idrodinamici è stato eseguito unicamente con i valori degli abbassamenti nei piezometri di controllo rilevati durante l'esecuzione dell'ultimo gradino, in quanto nei gradini precedenti non sono state evidenziate oscillazioni piezometriche di rilievo.

La trasmissività media nell'area in esame, determinata con la formula di Jacob (1950) è pari a $2,94 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$:

$$T = 0,183 Q / C$$

dove :

Q = portata

C = valore ottenuto dalla differenza di due punti della retta rappresentativa, coincidenti nello spazio di un modulo logaritmico.

Il coefficiente di immagazzinamento medio, determinato sempre utilizzando Jacob, è pari a 0,11%:

$$S = 2,25 T t_0 / X^2$$

dove :

T = trasmissività

t_0 = tempo fittizio letto nel grafico abbassamenti/tempi in corrispondenza dell'intersezione della retta rappresentativa con l'ascissa

X^2 = distanza al quadrato del foro di controllo dal pozzo di pompaggio

E' da sottolineare che fra i singoli valori mediati, il più alto (0,33%) è quello relativo al pozzo 58.

Il raggio di influenza R_f , distanza alla quale l'influenza del pompaggio è nulla, è stato calcolato mediante la formula:

$$R_f = 1,5 (T t / S)^{0,5}$$

dove :

T = trasmissività

t = tempo trascorso dall'inizio del pompaggio in secondi

S = coefficiente di immagazzinamento

I valori degli R_f ottenuti confermano ampiamente che l'acquifero è dotato di notevoli valori di trasmissività e bassi valori dei coefficienti di immagazzinamento.

Riepilogando in una tabella i dati ottenuti, abbiamo:

	TRAMISSIVITA' m²/s	COEFFICIENTE D'IMMAGAZZINAMENTO %	RAGGIO D'INFLUENZA m	PORTATE MASSIME EDOTTE l/s
P. 60	9.5 * 10 ⁻³	0.04	939	12.30
P. 57	1.7 * 10 ⁻²	0.08	865	11.65
P. 58	3.2 * 10 ⁻²	0.18	990	26.40

Nella tabella seguente sono riportati gli abbassamenti indotti dai pompaggi nei diversi fori di prova e le fluttuazioni della piezometrica indotta su tutti i fori di controllo.

Dalla stessa tabella appare evidente una piezometrica omogenea in tutta la piana, compresa la zona di Monte Figu, di cui si parlerà in seguito, da cui trae ancora oggi alimentazione l'acquedotto comunale di Iglesias.

Tale omogeneità prosegue ancora a Sud fino ai calcari di Monte Ollastus.

	POZZO 60	POZZO 58	POZZO 57	POZZO 54
Quota inteso pozzo s.l.m.	131.00	141.00	132.00	134.00
Livello idrostatico indisturbato s.l.m.	114.16	112.64	112.37	113.68
Abbassamento piezometrica in m	-5.57	-0.04	-0.08	0.00
Abbassamento piezometrica in m	-0.02	-0.04	-4.84	-0.07
Abbassamento piezometrica in m	0.00	0.00	0.00	-23.04
Abbassamento piezometrica in m	-0.03	-0.32	-0.06	0.00
Totali depressioni indotte in m	-5.62	-0.40	-4.98	-23.10
Livello piezometrico finale s.l.m.	108.54	112.24	106.39	90.58

= pozzo in eduazione

Sulla base di quanto è stato affermato in precedenza, appare chiara l'esistenza, all'interno della menzionata struttura idrogeologica, di una risorsa idrica rinnovabile.

Tale risorsa ha un potenziale medio annuo stimabile in 3,2 Mm³/anno, a regime di deflusso sotterraneo variabile nell'anno, con punte notevoli di piena seguite da lunghi periodi di magra.

L'abbassamento medio complessivo della piezometrica registrato nei diversi periodi conferma che l'acquifero risente in maniera considerevole degli apporti meteorici, ma non può comunque essere escluso che l'abbassamento rilevato possa essere in parte attribuito in parte anche al prelievo indiscriminato che viene effettuato dai numerosi pozzi presenti un po' ovunque nell'area.

A questo proposito deve essere ricordato che da qualche anno il Comune di Iglesias ha attivato diverse stazioni di pompaggio da cui si educono normalmente circa 60 l/s d'acqua, mentre non sono stimabili i volumi d'acqua edotti dai pozzi che esulano dalle competenze del Comune, i quali in annate particolarmente siccitose come quelle che abbiamo attraversato, contribuiscono comunque all'abbassamento del livello piezometrico della falda.

Da quanto detto in precedenza appare evidente che dalla falda vengono edotti complessivamente volumi d'acqua superiori a quelli stimati nei valori dell'infiltrazione efficace; per tale motivo è possibile che il bacino del Cixerri trovi le risorse necessarie anche dall'adiacente bacino di Monteponi, il quale potrebbe non essere completamente separato da quello in esame. Tale ipotesi è da verificare con uno studio molto più dettagliato, ma i calcoli effettuati propendono verso la teoria meno accreditata.

Va infine specificato che la razionalizzazione delle risorse idriche disponibili nel bacino, poiché la falda è soggetta a notevoli oscillazioni fra il periodo invernale e quello estivo, non può prescindere dall'utilizzo di un serbatoio di grandi dimensioni come le diga di Gennarta, che permetta di immagazzinare l'esubero d'acqua del periodo invernale per poterla poi utilizzare nel periodo più arido. Sempre nell'area di Guardia Su Merti, in prossimità dei pozzi sopra citati, è stato trivellato un altro pozzo, denominato pozzo n°1 Z.I.R.: questo invia l'acqua emunta ad un grande serbatoio, il quale poi alimenta per caduta tutta la zona industriale.

Il diametro di tale pozzo è pari a 200 mm e la perforazione ha raggiunto una modesta profondità di 55 metri, che tra l'altro è la profondità alla quale si è registrata la principale venuta d'acqua.

15. LOCALITÀ MONTE FIGU

Nel 2002, su incarico dell' ESAF, è stata eseguita sui pozzi siti in località Monte Figu, Comune di Iglesias, una prova di portata a gradini di breve durata, allo scopo di verificare le attuali caratteristiche di captazione e di effettuare un confronto coi dati rilevati nel Gennaio 1984.

Questo confronto permette di proseguire lo sfruttamento in maniera razionale e funzionale, e di procedere alla richiesta di concessione d'uso o di derivazione delle acque di falda per uso idropotabile presso gli uffici del Genio Civile.

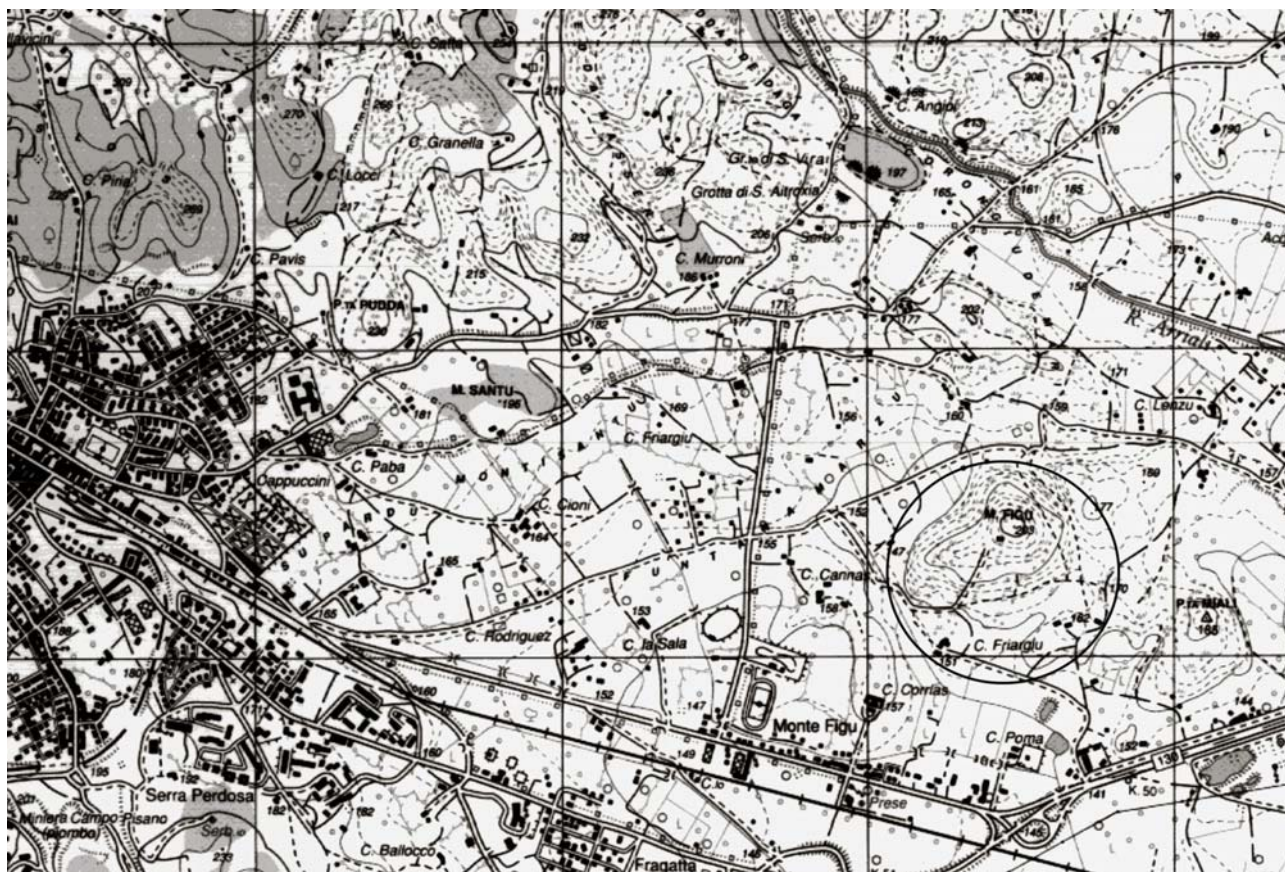


Figura 21: Località Monte Figu, ad ovest dell'abitato di Iglesias

15.1. Caratteri idrogeologici

Nell'area sono stati trivellati in origine due pozzi; il primo ha raggiunto la profondità di 204 metri sotto il piano di campagna, il secondo è arrivato sino a 179 metri.

I pozzi sono ubicati nella periferia dell'abitato di Iglesias (Foglio 555 Sez. I "Iglesias"). La quota topografica dell'area di trivellazione è di 141,9 metri per il primo pozzo e di 148,7 metri per il pozzo n°2. Nel 1984 il livello statico della falda per il pozzo 1 era di 24,35 metri, per il pozzo 2 era di 14,03 metri, sempre con riferimento al piano di campagna.

Sono disponibili alcuni dati relativi a una prova di portata effettuata quell'anno:

DATA 25 / 01 / 1984						
	POZZO 1			POZZO 2		
PORTATA l/sec	7.8	15.0	23.2	6.0	9.5	11.5
LIVELLO STATICO m	24.35	23.35	24.35	14.03	14.03	14.03
LIVELLO DINAMICO m	28.35	33.05	39.05	43.07	52.85	56.41
Δ m	4.0	9.7	14.7	29.04	38.82	42.38

I pozzi captano da un acquifero che ha sede nella formazioni carbonatiche cambriche, costituite da calcari e dolomie della Formazione di Gonnese.

Per entrambi i pozzi è disponibile anche la stratigrafia di dettaglio, rilevata nel 1983 dalla *Technodril*, che ha eseguito le trivellazioni.

Attualmente il pozzo 2 non è più utilizzato per usi idropotabili, per via dell'inquinamento delle acque da esso captate a causa di una fognatura che passa nelle immediate vicinanze; è stato preso in gestione dal Comune di Iglesias ed è adibito al riempimento delle autobotti. Il pozzo 1 è invece tuttora gestito dall' ESAF, e ha assunto la denominazione di pozzo 1; sono stati trivellati ulteriori due pozzi adiacenti al precedente.



Figura 22: Pozzi utilizzati in località Monte Figù.

Una recente prova di portata è stata effettuata il giorno 6 Marzo 2002; è stata effettuata senza attendere il ripristinarsi dell'equilibrio tra le portate e gli abbassamenti residuali in risalita, in quanto i risultati ottenuti in questo modo si sono rivelati assolutamente attendibili per una corretta definizione dei parametri essenziali dell'acquifero.

A causa del dimensionamento del sistema di pompaggio, il massimo prelievo che è stato consentito è pari a 24,00 l/sec. Tutti i dati di portata e gli abbassamenti del livello piezometrico sono stati misurati a intervalli regolari di 15 minuti.

Il livello statico della falda misurato nel pozzo 1, prima dell'esecuzione della prova e dopo aver spento la pompa per oltre 12 ore, è stato di 50,40 metri sotto il piano di campagna.

Stratigrafia

POZZO 1 Loc. Monte Figu (scuole)

1. **0.00 – 0.50 mt:** terreno vegetale di natura argilloso limosa, marrone, con brecciolino eterogeneo.
2. **0.50 – 12.00 m:** conglomerato ad elementi eterogenei alla sommità arrotondati, con brecciolino eterogeneo più abbondante in basso, in matrice argilloso sabbiosa, marrone rossiccia, più o meno consistente.
3. **12.00 – 36.00 m:** alternanze di calcare ceroidale, avana grigiastro alla sommità alterato ed arrossato, duro, e di dolomia calcarea, nerastra, dura con venature calcitiche bianche; mineralizzazioni diffuse di pirite cristallina e subordinatamente di galena.
4. **36.00 – 204.00 m:** dolomia calcarea, nerastra a volte specie in alto (fino a 69 mt) con fiamme violacee, più o meno dura, a luoghi molto fratturata con venature calcitiche bianche e mineralizzazioni diffuse di pirite cristallina. In alto (fino a 60 mt) sottili intercalazioni scistose. Carota di fondo (201-204 mt) : dolomia calcarea, densa, nerastra a luoghi violacea, vacuolare, molto dura con sottili venature calcitiche bianche e livelletti scistosi, avana verdini; fratturata con impregnazioni di pirite cristallina concentrate nei vacuoli e nelle fratture.

POZZO 2 Loc. Monte Figu (scuole)

1. **0.00 – 0.50 m:** terreno vegetale di natura limosa, marrone, con scarso brecciolino eterogeneo.
2. **0.50 – 10.00 m:** conglomerato ad elementi eterogenei ed arrotondati, con brecciolino eterogeneo in matrice limoso sabbiosa, marrone rossiccia, appena coerente.
3. **10.00 – 18.00 m:** argilla debolmente limosa, rossa mattone variegata gialla, consistente, molto plastica con scarso brecciolino eterogeneo.
4. **18.00 – 30.00 m:** calcare, nocciola, tenero con probabili intercalazioni limose, rossastre.
5. **30.00 – 35.00 m:** alternanze di argilla un po' scistosa, grigia avana, poco consistente e di calcare, nocciola, tenero.
6. **35.00 – 39.00 m:** calcare, bianco nocciola, tenero.
7. **39.00 – 41.00 m:** argilla in po' scistosa, giallo violacea, poco consistente.
8. **41.00 – 46.00 m:** calcare, bianco nocciola, tenero.
9. **46.00 – 51.00 mt:** calcare ceroide, avana grigiastro, abbastanza duro.
10. **51.00 – 102.00 m:** alternanze di calcare ceroide, avana grigiastro, duro, e di dolomia calcarea, nerastra a luoghi con fiamme violacee, più o meno dura; venature calcitiche bianche.
11. **102.00 – 143.00 m:** dolomia calcarea, nerastra, dura; a luoghi molto fratturata con venature calcitiche bianche.
12. **143.00 – 179.00 m:** calcare fine, avana biancastro, duro, più o meno fratturato con venature calcitiche bianche, probabili intercalazioni scistose, avana verdine, non campionabili ma crescenti in basso.

16. LOCALITA' DI CAPUT ACQUAS

Nei pressi di questo sito, come già accennato all'inizio dello studio, insieme a Cuccuru Tiria e Guardia su Merti, è stata individuata la principale area a rischio per la formazione dei fenomeni di collasso.

Questa località si trova nel del Comune di Villamassargia, a qualche chilometro di distanza dall'abitato. La quota topografica media del punto in cui hanno sede i sinkhole è di 125 metri s.l.m.

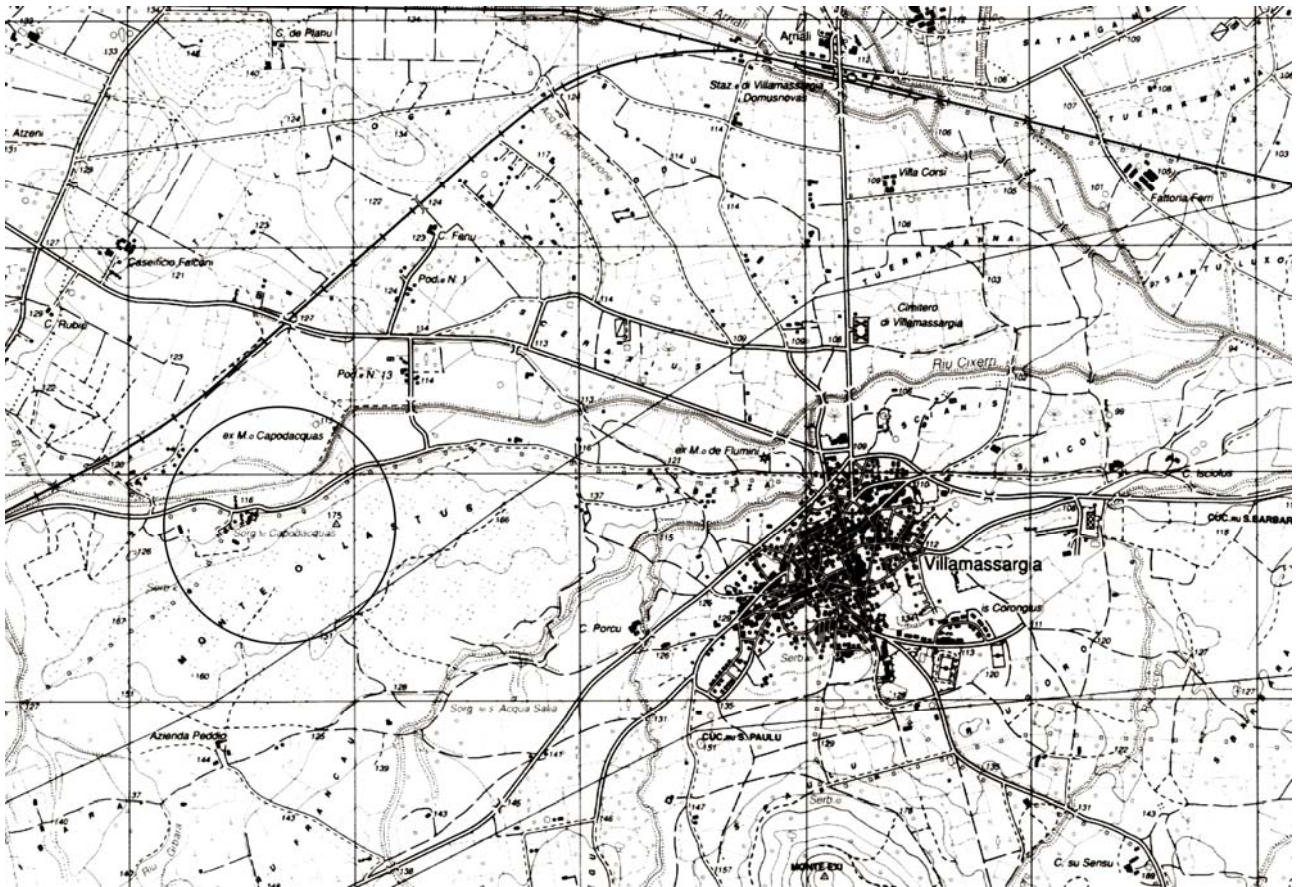


Figura 23: Località di Caput d'Acquas, ad ovest del centro abitato di Villamassargia

La località di Caput Acquas si trova nei versanti settentrionali del Monte Ollastus, a breve distanza dall'alveo del Rio Cixerri. Proprio nei pressi di Monte Ollastu, a poche centinaia di metri dalla sorgente di Caput Acquas, hanno avuto luogo alcuni cedimenti di notevole entità sui quali sono costantemente eseguiti monitoraggi per verificarne lo stato attuale di avanzamento.

Nel settore sono stati censiti 4 sinkhole, dei quali uno è stato ricoperto e non più visionabile, uno invaso da abbondante vegetazione e messo in sicurezza attraverso reti metalliche (foto 22), mentre i restanti due sono visionabili per intero e scarsamente messi in sicurezza (foto 23).

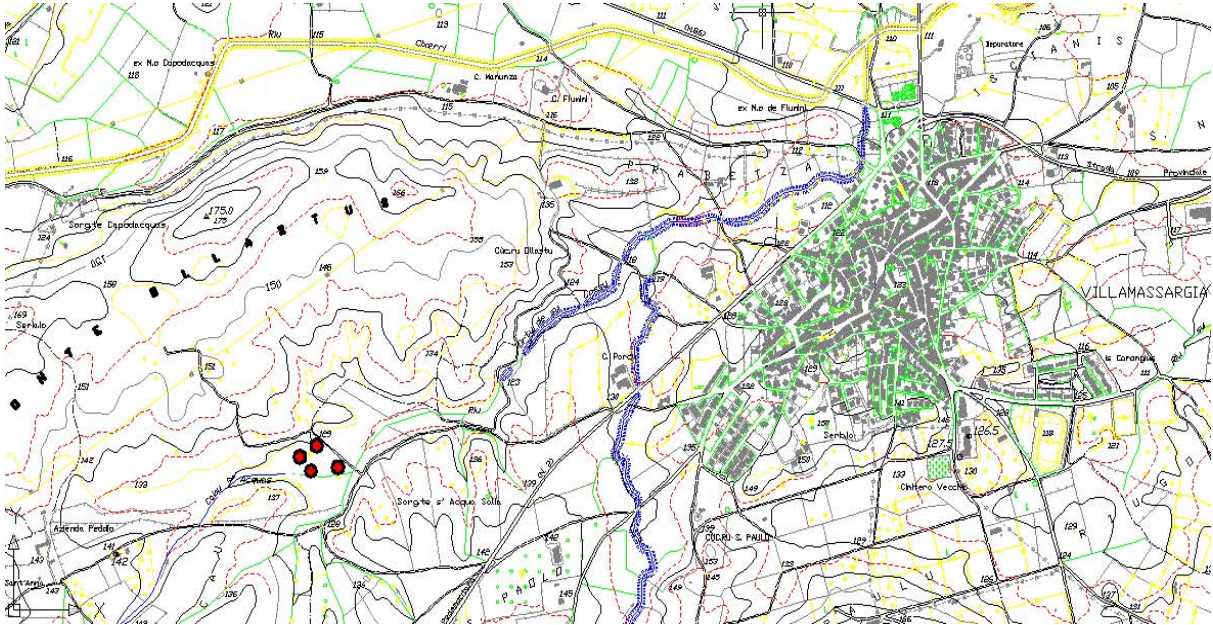


Figura 24: Stralcio CTR; Sinkhole censiti in Località di Monte Ollastu, in prossimità della sorgente di Caput Aquas.



Figura 25: Veduta aerea dei sinkholes presenti nel settore.



Figura 26: Sinkhole messo in sicurezza; Località Caput d'Acquas (Monte Ollastu, foto 2008).



Figura 27: Sinkhole in Località di Caput d'Acquas visibile anche nella figura 26 (Monti Ollastu, foto 2008).

Tra i cedimenti censiti, è presente quello mostrato in figura 23, il quale manifesta un leggero avanzamento rispetto al censimento effettuato nel 2004, verificato dalla caduta della recinzione laterale utilizzata per la messa in sicurezza. Il sinkhole di Monte Ollastu, è l'unico, insieme a quello rinvenuto in località Guardia su Merti, in prossimità della ferrovia, che presenta un diametro superiore ai 15m, ma al contrario di quest'ultimo, non presenta annegamento.

I meccanismi genetici che partecipano alla formazione dei sinkholes nel settore di Caput Acquis, in località di Monte Ollastu, sono probabilmente da ricercare nell'effetto concatenato dell'emungimento effettuato nel corso degli anni da tutti i pozzi presenti nella piana, compresi quelli di Cuccuru Tiria e di Guardia su Merti. Come accennato in precedenza, anche se in minima parte, va menzionata anche l'eduazione smisurata dalle miniere nella metà degli anni ottanta, la quale sommata a quella dei pozzi elencati, ha sicuramente provocato un forte squilibrio idrodinamico in tutto il complesso idrogeologico del Cixerri. Chiaramente lo sfruttamento dei pozzi ubicati nei pressi della sorgente, fa sì che l'effetto sia immediato, come testimonia la notevole diminuzione di portata nel corso degli anni della sorgente di Caput Acquis.



Figura 27b: Sinkhole in Località di Caput d'Acquis (Monti Ollastu, foto 2008).

16.1. Caratteri idrogeologici

Questa sorgente ha origine da un acquifero costituito da calcari e dolomie di notevole spessore, certamente superiore ai 200 metri, con fessure più o meno aperte e talora con cavità carsiche sotterranee anche di notevole ampiezza.

Nell'opera di presa è presente una grande fessura a guisa di crepaccio subverticale, larga fino a 2 metri circa, attualmente asciutta.

La sorgente costituiva lo sfioro in superficie ed è venuta a mancare nell'estate del 1986, per poi ripresentarsi per un breve periodo nella primavera del 1997, grazie ad abbondanti afflussi e alla cessazione degli emungimenti.

La portata della scaturigine, in passato, risultava rilevante, oltre **100 l/s**; la portata di magra è stata calcolata in **70 l/s**, ma in periodi di piena si sono raggiunti anche i **200 l/s**.

La sorgente rappresentava un'importante fonte di approvvigionamento idrico per i comuni di Villamassargia, Iglesias e Carbonia.

Le portate da essa fornite negli ultimi 10 anni di attività sono riportate nella tabella seguente:

Portate della sorgente di Caput Acquis (l/s)

	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
GEN	85	203	190	184	87	47	91	87	101	71
FEB	87	193	157	157	77	71	122	91	122	43
MAR	87	90	87	80	77	87	135	137	122	35
APR	77	87	72	80	53	117	145	135	112	25
MAG	51	72	62	56	47	137	143	167	102	25
GIU	55	72	51	50	37	137	57	68	87	13
LUG	45	51	35	46	35	122	57	64	85	13
AGO	35	57	45	51	35	45	46	33	55	5
SET	35	57	55	56	35	45	39	40	55	/
OTT	75	76	77	77	35	55	35	32	55	/
NOV	183	88	173	77	45	59	35	55	61	/
DIC	201	179	197	92	47	87	68	73	65	/

Nell'Agosto del 1986 si è verificata la scomparsa della venuta a giorno, causata dall'abbassamento del livello piezometrico dell'acquifero.

Nel 1993 l'ESAF ha predisposto un programma di recupero idrogeologico della vecchia sorgente, consistente in una ricerca idrica nel sottosuolo onde reperire le risorse necessarie a soddisfare il bisogno idropotabile del Comune di Villamassargia.

Nell'Ottobre del 1994 è stato trivellato un pozzo all'interno del recinto dell'opera di presa che forniva circa 4 l/s, con livello dinamico a 70 metri.

Successivamente, nel Giugno 1995 sono stati trivellati due ulteriori pozzi in posizioni limitrofe all'area di pertinenza delle sorgenti, entrambi ubicati all'esterno del recinto dell'opera di presa. Per uno la portata ottimale è stata individuata in 10 l/s con livello dinamico a 8 metri, per l'altro pozzo, ubicato a circa 12 metri dal precedente, sono state captate vene d'acqua di modestissima entità, per cui è stato adibito a piezometro.



Figura 28: Veduta della sorgente di Caput Acquis e di alcuni pozzi ivi ubicati.

Nel 1996 sono stati trivellati altri due ulteriori pozzi, di cui uno ubicato in prossimità del precedente e l'altro a 200 metri circa da essi in direzione Villamassargia. Sino al 1997 le portate emunte sono risultate variabili, con un massimo di 12 l/s nel periodo estivo; tali portate sono poi state incrementate a 15 l/s a seguito del nuovo manifestarsi della scaturigine.

Nel Luglio 1998 si è manifestata la presenza rilevante di limi argillosi nei pozzi in esercizio, che ha comportato la necessità di un intervento urgente di spurgo. Successivamente si è verificata una più incisiva presenza di argilla che ha precluso l'utilizzo dei pozzi e ha reso necessario la trivellazione di nuovi pozzi.

Attualmente nell'area sono presenti numerosi pozzi; di questi al momento sono in funzione solo **5** e non lontano da essi, i pozzi **P1** e **P2**, trivellati nel 1996-97 nell'ambito di una ricerca idrica che aveva lo scopo di tentare il recupero delle acque della sorgente di Caput Aquas. Questi ultimi due pozzi, posti a quota 114 e 112 metri s.l.m., arrivano ad una profondità rispettivamente di 150 e 200 metri sotto il piano di campagna.

Per essi non si hanno a disposizione tabelle relative a prova di portata, ma è disponibile la stratigrafia:

Stratigrafia

POZZO P1

1. **0,00 – 18,00 m** : calcescisto assai degradato, bruno giallastro, in giacitura subverticale.
2. **18,00 – 54,00 m**: calcare ceroidi grigio chiaro o roseo biancastro, lapideo, con vene di calcite, assai fessurato e acquifero a metri 18-20.
3. **54,00 – 90,00 m**: calcescisto grigio chiaro con intercalazioni di scisto grigio roseo, in giacitura subverticale.
4. **90,00 – 96,00 m**: calcare dolomitico grigio.
5. **96,00 – 114,00 m**: alternanze di calcescisto, calcare e scisto, compatte.
6. **114,00–142,00 m**: calcare ceroidi e calcescisto in alternanze subverticali; fessure acquifere a metri 120.
7. **142,00 – 150,00 m**: calcescisto e scisto grigio in alternanze compatte.

Durante la perforazione si sono registrate le seguenti portate idriche:

30,00 l/s a metri 18-20

10,00 l/s a metri 120

La portata complessiva è risultata dunque pari a **40 l/s**. Il livello statico alla fine della perforazione è pari a 5,00 metri sotto il piano di campagna; il livello dinamico con prelievo di 40 l/s è invece pari a 6,00 metri.

POZZO P2

1. **0,00 – 40,00 m**: calcare ceroide grigio chiaro, compatto.
2. **40,00 – 86,00 m**: calcare ceroide biancastro con livelli dolomitici giallastri, compatto, con frequente calcite.
3. **86,00 – 125,00 m**: calcare e dolomia grigiastra, in alternanze compatte.
4. **125,00 – 165,00 m**: calcare grigio ceroide, alternante a dolomia grigia, con vene di calcite e di quarzo, compatto.
5. **165,00 – 200,00 m**: dolomia grigia compatta, qua e là giallastra o bruno marrone.

L'emungimento totale dei pozzi ubicati in località Caput Aquas è di circa **65 l/s**, continuativo per tutto l'arco delle 24 ore.

Può variare nel corso dell'anno secondo la portata delle fonti integrative dell'acquedotto alimentato.

Generalmente il prelievo massimo avviene nel periodo estivo.

A seguito di un sopralluogo in data **29/10/2003**, sono state effettuate nuove e più attendibili misurazioni, che hanno fornito i seguenti valori:

N°POZZO	PORTATA IN ESERCIZIO (l/s)	LIVELLO DINAMICO AL 29/10/03 (m)
1	20.79	21.16
2	19.47	21.23
3	3.125	21.33
4	21.46	37.00

17. CONSIDERAZIONI SU I POZZI E SU I SINKHOLES NELLE AREE DI INTERESSE

L'attuale regime di eduazione dei pozzi ubicati nel bacino è riportato nella tabella seguente:

POZZO	PORTATA MEDIA (l/s)
Cuccuru Tiria	8,3
Monte Figu	15
Guardia Su Merti	prosciugati
Caput Acquas	65
Z.I.R.	9,5
Calcestruzzi S.p.A.	14
Sardal S.p.A.	5
Pozzi privati	10
Totale	126,8

Ovviamente questi dati sono puramente indicativi e possono variare nel tempo. Dalla tabella si osserva comunque che la somma dei volumi edotti è nettamente sbilanciata rispetto all'infiltrazione efficace che rappresenta l'alimentazione della falda.

I volumi idrici stimati per la ricarica attiva ammontano a 2,6 Mm³/anno, pari a **100 l/s**, mentre il totale della portata corrente emunta corrisponde, in questo periodo, a circa **126,8 l/s**; come detto in precedenza è probabile che il bacino del Cixerri sia influenzato anche da quello adiacente di Monteponi, teoria che giustificherebbe i volumi mancanti nella differenza tra l'infiltrazione efficace la portata totale relativa ai pozzi ubicati nelle aree di interesse.

I livelli piezometrici rilevati nei pozzi negli scorsi anni, evidenziano un progressivo depauperamento della falda, che in particolari periodi può essere tamponato dalle piogge che cadono nel bacino, mentre dal punto di vista qualitativo l'acqua non ha risentito del notevole abbassamento subito dalla falda.

Pur non potendo stabilire un preciso legame matematico tra emungimenti e fenomeni di collasso, risulta abbastanza evidente, da quanto esposto sino ad ora, una stretta correlazione tra queste due componenti.

Dalla stima dei volumi d'acqua emunti e prelevati emerge chiaramente che gli apporti meteorici non sono sufficienti da soli a ricaricare la falda, e questo significa probabilmente le soglie

idrauliche non sono completamente impermeabili. Tale concetto giustifica anche il fatto che i primi fenomeni si sono manifestati nel momento in cui anche le miniere prelevavano volumi esagerati d'acqua, e nello stesso momento i pozzi posti nella piana del Cixerri hanno cominciato a funzionare. La contemporaneità dei prelievi è probabilmente tra le cause principali che hanno messo in moto il meccanismo di formazione dei Sinkholes nel settore interessato.

Risulterebbe insensato dare una conclusione definitiva a questo studio, in quanto il problema è stato solamente analizzato in via teorica; c'è da aggiungere inoltre che per ovviare a questa situazione negativa è necessario proseguire il monitoraggio della falda anche in futuro, onde stabilire con più precisione l'entità degli effetti su di essa dovuti a precipitazioni, e monitorare più dettagliatamente l'andamento delle oscillazioni piezometriche della superficie freatica, al fine di controllarne le depressioni ed eventualmente suggerire i volumi idrici massimi emungibili.

L'unica certezza che si ha, è che se non si opera alcun tipo di intervento, i cedimenti all'interno dell'area in studio aumenteranno in numero e dimensione: potenzialmente, infatti, tutta la piana compresa tra i Comuni di Iglesias e Villamassargia è a rischio di cedimenti.

Un occhio di riguardo particolare potrebbe andare all'area in cui sorge la zona industriale di Iglesias, sia perché importanti collassi qui potrebbero essere altamente rischiosi per persone e attività, ma anche perché da qui potrebbe partire una delle tante proposte al fine di salvaguardare la falda idrica che scorre sotto questi terreni. Dato che qui l'acqua edotta non viene usata per scopi domestici ma per usi industriali, sembra logico suggerire per le numerose aziende l'utilizzo di acque anche di peggiore qualità, risparmiando in questo modo notevoli quantità di acque maggiormente consigliate all'approvvigionamento dei centri urbani.

Probabilmente potrebbe essere una buona soluzione anche quella di ridurre notevolmente gli emungimenti dal sistema carsico di Cuccuru Tiria, di modo che a valle, lungo il collettore sotterraneo, arrivino maggiori quantitativi d'acqua.

Ciò non toglie che andrebbero controllati, ed eventualmente ridotti, i pompaggi anche in tutti gli altri pozzi presenti nell'area.

Bisognerebbe dunque trovare un adeguato punto d'incontro tra quelle che sono le necessità di approvvigionamento idrico di vario tipo e l'equilibrio idrodinamico ed idrogeologico. In definitiva è necessario che il bilancio idrogeologico ritorni ad essere in equilibrio, sperando, oltre che nell'intervento antropico, anche nel contributo delle precipitazioni.

È chiaro che la situazione non potrà migliorare nel giro di poco tempo, ma è lecito sperare che nei prossimi anni questi fenomeni di dissesto potranno essere arginati e il livello della superficie piezometrica possa nuovamente risalire a livelli accettabili.

18. DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

Il lavoro, che ha avuto come oggetto di studio i fenomeni di sinkholes nella piana del Cixerri ubicati tra l'abitato di Iglesias e di Villamassargia, è stato sviluppato prendendo in esame gli aspetti che caratterizzano il territorio in esame, tra i quali si annoverano come principali l'assetto geologico-idrogeologico e l'attività mineraria presente nel Sulcis-Iglesiente dagli inizi del secolo.

Oltre il settore investigato si è parlato marginalmente anche dei sinkholes presenti nel settore di Narcao e di Nuxis, i quali hanno una morfogenesi assimilabile a quella dei fenomeni presenti nella Piana del Cixerri trattati nel presente studio.

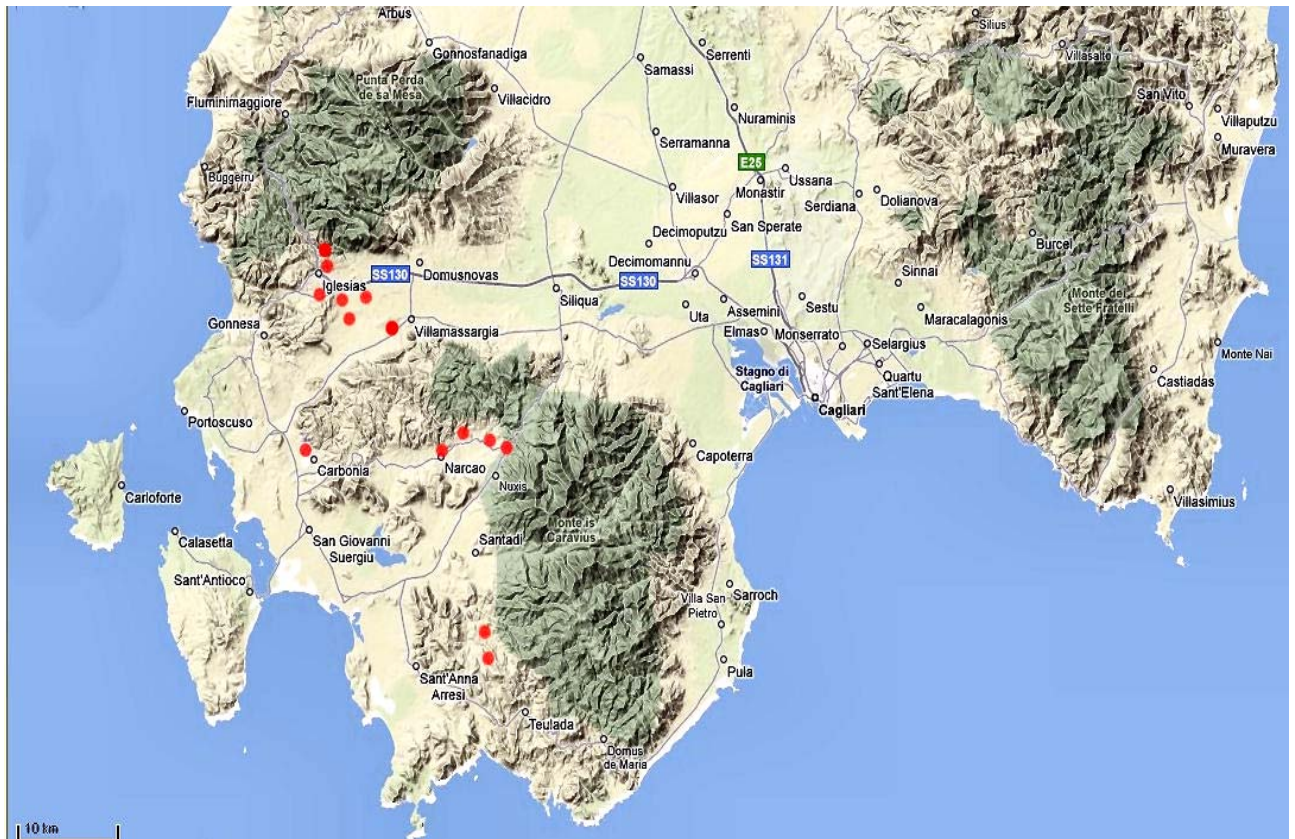


Figura 29: aree a rischio sinkholes nella Sardegna Sud-Occidentale.

In Sardegna le aree a maggior rischio sinkholes sono distribuite soprattutto nel Sulcis-Iglesiente, dislocate nei Comuni di Iglesias, di Villamassargia, di Carbonia, di Nuxis, di Narcao e di S. Anna Arresi, con fenomeni locali nei Comuni di Cagliari, di Teulada e S. Antioco, che alla luce degli studi effettuati non ricoprono particolare attenzione per numero e dimensioni.

Nella figura 29 si osserva la distribuzione dei fenomeni nel territorio del Sulcis-Iglesiente, caratterizzato da formazioni carbonatiche cambriche al bedrock, costituite spesso da calcari e dolomie della “*Formazione di Gonnesa*” (*Metallifero*), in giacitura subverticale e con evidenti fenomeni di fratturazione e tettonizzazione, ricoperti da uno strato non molto potente di conglomerati, sabbie e argille più o meno compattate, disposti in terrazzi e conoidi alluvionali ascrivibili al Plio-Pleistocene.

L’evoluzione delle conoscenze riguardanti la morfogenesi dei fenomeni di subsidenza e l’individuazione di aree interessate dai Sinkholes, ha prodotto, anche all’interno delle Istituzioni Regionali, una maggiore consapevolezza della problematica, con la conseguente necessità di individuare e regolamentare le aree a rischio attraverso la normativa specifica in materia di dissesto idrogeologico, attraverso la Delibera regionale N° 13/22 del 4 Marzo 2008, nella quale si parla esplicitamente dei fenomeni con il termine “SINKHOLES”, esplicando che l'utilizzo del territorio a rischio potrebbe essere consentito previo uno studio di dettaglio tale da scongiurare l'esistenza delle cause scatenanti i fenomeni di subsidenza ovvero la loro individuazione e risoluzione.

Per quanto riguarda le aree a soggette a fenomeni di sinkholes, come detto in precedenza, si collocano quasi esclusivamente nel settore Sud-Occidentale della Sardegna, spesso ai bordi di pianie alluvionali, come ad esempio nella Piana del Cixerri o nella Piana di Narcao. Gli studi effettuati nel presente lavoro mettono alla luce la presenza di più fattori predisponenti, quali:

- un substrato carbonatico posto a notevole profondità, carsificato e fratturato che presenti una morfologia accidentata sia a piccola che grande scala tale da favorire processi di erosione localizzati e la “mobilizzazione” di materiale;
- Presenza al tetto del substrato di un potente pacco di depositi continentali a granulometria variabile con particolari alternanze di orizzonti a diversa permeabilità (di solito impermeabili o semipermeabili), coerenza e competenza;
- scadenti caratteristiche geo-meccaniche (consolidazione, addensamento, resistenza) dei terreni costituenti la copertura superiore;
- presenza di un potente acquifero libero o in pressione, sorgenti con portate notevoli;
- sistema di deformazione fragile ben sviluppato che interessi il substrato e metta in comunicazione lo stesso con i depositi di copertura così da agevolare la circolazione dei fluidi e favorire i processi di erosione.

La cause innescanti sono principalmente da ricollegarsi alle variazioni del livello di falda, generate da attività antropiche svolte periodicamente e/o simultaneamente, quali:

sovrasmungimento attraverso pozzi per uso idropotabile, eduazione dalla falda freatica e dalla falda profonda confinata per l'avanzamento dell'attività mineraria, sovrasmungimento di sorgenti. Tutte le azioni rivolte all'utilizzo indiscriminato delle acque sotterranee e superficiali hanno causato attraverso la ripetuta e prolungata variazione del livello piezometrico e freatico, sia la veicolazione del materiale di copertura incoerente o scarsamente diagenizzato all'interno dei vuoti creati dalla dissoluzione delle rocce carbonatiche, sia la diminuzione della spinta di sostegno esercitata dalle acque sotterranee profonde in pressione sulle volte delle cavità carsiche o sulle alluvioni di copertura, le quali hanno dei crolli per perdita di equilibrio statico e ripercussione dei vuoti verso l'alto; a quest'ultima tipologia di subsidenza si possono collegare le voragini di Cuccuru Tiria.



Figura 30: Sinkhole in allargamento nel settore di Caput Acquas.

La dinamiche di subsidenza sono molto complesse e non sempre i meccanismi di origine e di sviluppo si possono uniformare a tutte le casistiche.

Le dinamiche di formazione nel settore in esame, altre quelle citate in precedenza, possono essere ricondotte ad una lenta erosione operata dalle acque di falda idrica superficiale nei confronti della roccia alterata e delle porzioni clastiche appartenenti alla copertura che, asportate, vengono convogliate verso le aperture carsiche, determinando, in corrispondenza di queste, progressivi ampliamenti verticali (erosione inversa) ed orizzontali di vuoti sotterranei, fino al superamento della capacità di autocontenimento delle volte formatesi, la perdita di sostegno statico e il conseguente crollo con ripercussione verso la superficie; assimilabili a questa tipologia sono le voragini di M.te Ollastu, di Caput Aquas e di Guardia su Merti trattate precedentemente.

Come specificato nel seguente trattato, l'emungimento prolungato ed indiscriminato nel settore in esame, sia da parte delle miniere, per l'avanzamento dell'attività estrattiva, sia da parte dei pozzi utilizzati per uso idropotabile, ha reso l'area che collega i settori tra Cuccuru Tiria e il settore di Caput Aquas, a rischio Sinkholes, in quanto, pur non potendolo determinare con esattezza, i due collettori sotterranei si incontrano approssimativamente al di sotto dell'area industriale, nella quale si è risentito maggiormente della mancanza di pressione idrostatica e dove si è verificata la maggior parte dei collassi.

La metodologia multidisciplinare utilizzata durante lo studio ha permesso di focalizzare diversi aspetti morfogenetici, i quali concatenati hanno permesso il verificarsi dei fenomeni nel territorio in esame e successivamente di individuare all'interno settori da considerarsi ad alto rischio per la formazione delle voragini. Nello studio sono state analizzate anche le eventuali correlazioni tra l'emungimento indiscriminato nell'area, la sensibile diminuzione delle sorgenti e la concomitante formazione dei Sinkholes.

Lo squilibrio idrodinamico provocato negli anni di pompaggio dalle miniere di Monteponi a -200 e il contemporaneo emungimento dai pozzi nella piana del Cixerri, è stato avvalorato anche dal fatto che le sorgenti presenti nel settore, mai venute meno, tra le quali quella di Caput Aquas, sono state completamente prosciugate nell'arco di pochi anni; ed è proprio in questo periodo che avvenne la contemporanea comparsa dei fenomeni.

Gran parte degli studi effettuati sulla tettonica e sulla geologia riguardanti l'area del Sulci-Iglesiente, hanno messo in evidenza la presenza di una serie di pieghe che isolano l'acquifero carbonatico profondo, interessato dall'attività mineraria, da quello individuato sotto la piana del Cixerri. Come detto in precedenza, dalla stima dei volumi d'acqua emunti e prelevati, emerge chiaramente che gli apporti meteorici non sono sufficienti da soli a ricaricare la falda, e questo significa probabilmente le soglie idrauliche non sono completamente impermeabili. Tale concetto giustifica anche il fatto che i primi fenomeni si sono manifestati nel momento in cui

anche le miniere prelevavano volumi esagerati d'acqua, e nello stesso momento i pozzi posti nella piana del Cixerri hanno cominciato a funzionare. I dati raccolti dimostrano chiaramente come i due bacini non siano completamente isolati, e che il massiccio prelievo d'acqua da entrambi i bacini ha prodotto uno squilibrio idrodinamico tale da mettere in moto il meccanismo di formazione dei Sinkholes.

Attualmente, anche se il pompaggio dalle miniere è definitivamente cessato, il settore compreso tra Iglesias e Villamassargia è ancora oggetto di studi e di monitoraggi riguardanti i fenomeni di collasso. Le motivazioni di tale rischio sono molteplici, dovute sia al fatto che il prelievo dai pozzi nella piana del Cixerri è ancora intenso e in aumento, a causa del fabbisogno privato e pubblico, sia perché alcuni dei fenomeni censiti mostrano uno stato di avanzamento che pregiudica la completa sicurezza ed incolumità della popolazione.

Va detto inoltre che per ovviare a questa situazione negativa è necessario proseguire il monitoraggio della falda anche in futuro, onde stabilire con più precisione l'entità degli effetti su di essa dovuti a precipitazioni, e monitorare più dettagliatamente l'andamento delle oscillazioni piezometriche della superficie freatica, al fine di controllarne le depressioni ed eventualmente suggerire i volumi idrici massimi emungibili. L'unica certezza che si ha, è che se non si opera alcun tipo di intervento, i cedimenti all'interno dell'area in esame aumenteranno in numero e dimensione.

BIBLIOGRAFIA

Ardau F.; Balia R.; Bianco M.; Cinus S. ; De Waele j.; (2005) - *Assestamento of cover-collapse sinkholes in southwest Sardinia (Italy)*. Geophysical Research Abstrat, Vol.7

Arthaud F. (1963). *Un exemple de tectoniques superposes dans le Paleozoique de l'Iglesiente (Sardaigne)*- C.R. Soc.Geol. France: 9, 303-304. Paris

Barrocu G.; Uras G. (2005). *Risorse idriche alternative della regione Sardegna*. - Aquifer vulnerability and risk, 2nd Workshop and 4^o Conv. Naz. sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee.

Binetti A. (1935). *Sul movimento delle acque sotterranee nelle miniere dell'Iglesiente*. Resoconti della Associazione Mineraria Sarda, Iglesias

Boni M.; Coccozza T. (1982). - *Rapporti fra tettonica, paleografia e mineralizzazioni sul bordo orientale della piattaforma carbonatica cambrica in Sardegna*. Mem. Soc. Geol. Italiana.

Brusca C.; Dessau G. (1968). - *I giacimenti piombo-zinciferi di S.Giovanni (Iglesias) nel quadro della geologia del cambrico sardo*. L'industria mineraria:19, 470-494, 533-556, 597-609. Roma.

Carmignani L.; Coccozza T.; Pertusati P. (1983). *Carta Geologica del Paleozoico dell'Iglesiente (Sardegna Sud-Occidentale)*. Scala 1:50000. Litografia Artistica Cartografica.

Carmignani L.; Coccozza T.; Pertusati P. (1982) – *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente-Sulcis. Guida alla geologia del Paleozoico sardo*. Guide geologiche regionali. Soc. Geol. It. 65-67

Castany G. (1985). *Idrogeologia. Principi e Metodi*. Dunod Universit'e, Palermo

Casula G.; Manca F.; Pinna P.; Porcu A.; Testa M.; L.Vargiu (1995). - *Studio delle acque sotterranee della Sardegna-Sulcis. Valutazione delle potenzialità idriche sotterranee*. Memorie della Associazione Mineraria Sarda, Iglesias

Celico P. (1988). - *Prospezioni Idrogeologiche, volume I e II*. Liguori Editore, Napoli.

Caredda G.; Cinus S.; Farris M.; I sinkholes del Sulcis-Iglesiente. - *1° Seminario, Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio*. APAT, Dipartimento Difesa del suolo.

Chessa G.L. (2007). - *Studio idrogeologico del settore compreso tra Iglesias e Villamassargia e correlazioni con i fenomeni di collasso*. Tesi di Laurea Univ. Degli Studi di Cagliari, Facoltà di Ingegneria Ambientale.

Civita M.; Forti P.; Perna G. (1983a). - *Carta Idrogeologica dell'Iglesiente*. Scala 1:50000. Idrogeologia del Bacino Minerario dell'Iglesiente (Sardegna Sud Occidentale)

Civita M.; Coccozza T.; Forti P.; Perna G.; Turi B. (1983). - *Idrogeologia del Bacino Minerario dell'Iglesiente (Sardegna Sud Occidentale)*. CEE, Regione Autonoma della Sardegna, Provincia di Cagliari, Roma.

Chiesa G. (1991). - *Pozzi per acqua*. Hoepli, Milano.

Coccozza T. (1979). - *The cambrian of Sardinia*. Mem. Soc. Geol. It.:20, 163-187, Roma

Coccozza T. (1972) – *Schema stratigrafico strutturale della Sardegna*. G.E.C. Roma

Dunnet. D. (1969). - *Deformation in Paleozoic rocks of Iglesias SW Sardinia*. PhD Thesis, University of London.

Galassi R., Gandin A. (1992). - *New structural data and their bearing on the Cambrian stratigraphy of the iglesiente region (SW Sardinia, Italy)*. C.R. Acad. Sci. Paris: 314, 93-100.

De Waele j.; Sanna F.; Vigna B.; (2005). - *Hydrogeological asset of the Supramonte region (central-east Sardinia, Italy): analysis of new data*. Geophysical Research Abstrat, Vol.7

Maxia C. (1935). - *Contributo alla morfologia della valle del Cixerri*. Mem. Soc. Geol. Italiana.

Miniere Iglesiente S.p.a. (1998). - *Rapporto sul monitoraggio dell'acquifero del Cixerri nel contesto della sospensione del pompaggio a -200.*

Perna G. (1995) – *Idrogeologia del bacino minerario dell'Iglesiente. Studi per la realizzazione dell'impianto di eduazione al livello -200 di Monteponi.* Memorie dell'Associazione Mineraria Sarda. Iglesias

Pillola G.L. (1991) – *Trilobites du Cambrien Inferieur du SW de la Sardagne, Italie.* Palaentol. It: 78 1-173 Pisa

Pillola G.L.; Leone F.; Loi A. (1995). - *The lower Cambrian Nebida Group of Sardinia.* In: Cherchi A. (Ed.) 6th Paleobenthos International Symposium, Guide Book, Cagliari, Oct. 25-31, 1995. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari (suppl. vol.65, 1995).

Pintore M. (2007) – *Acque di miniera dell'iglesiente: storia, analisi e proposte.* Tesi di Laurea Univ. Degli Studi di Cagliari, Facoltà di Ingegneria Ambientale.

Poll J.J.K & Zwart H.J. (1964). - *On the tectonics of the Sulcis area, S Sardinia.* Geol.Mijnbouw:43, 144-146.

PROGEMISA S.p.A. (1996). - *Piano d'intervento per il reperimento di risorse idriche sotterranee in Sardegna.* Relazione tecnica, Regione Autonoma della Sardegna.

Rasetti F. (1972). - *Cambrian Trilobites faunas of Sardinias.* Atti Acc. Naz. Lincei. Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. E Nat.:11, 1-100.

Regione Autonoma della Sardegna (2000). - *Carta Tecnica Regionale, Scala 1:10000.* Foglio 555.

Società per la ricerca e valorizzazione delle risorse del sottosuolo. (1978) – *Studio delle acque sotterranee dell'iglesiente. Ulteriori relazioni sul problema delle eduazioni delle acque del bacino minerario dell'Iglesiente.* Documenti Volume III. Rapporti.