

GIULIANO PERNA

IL CARSIAMO PROFONDO NEL SULCIS-IGLESIENTE
(SARDEGNA SUD OCCIDENTALE) E NEL TRENTO-VENETO
(ALPI SUD ORIENTALI ITALIANE).

«Carsismo messiniano»: esempi di carsismo profondo correlati con il
livello del Mediterraneo nel Messiniano.

Abstract - GIULIANO PERNA - Deep karst in Sulcis-Iglesiente (SW Sardinia) and Trentino-Veneto (SE Italian Alps). «Messinian Karst»: examples of deep karst related to the Mediterranean level in Messinian.

Since 1975, with the financial support of CEE and of mining Enterprises (Samim, Carbosulcis of ENI and Bariosarda of Regione Sardegna) investigations have been carried out about the hydrogeology of carbonatic rocks aged from Cambrian to Eocene of Iglesias and Sulcis (SW Sardinia). Direct knowledge on the karst circulation has been acquired until a depth of 250 m below sea level in the Iglesias area and until 400 m in the Sulcis zone. Indirect information have been obtained by means of geophysical prospecting and drills until a depth of about two km. A detailed study of the karst passages have been enterprised for that part above sea level, showing similarities and differences with the correlative cavities present at different levels below sea levels. Detailed studies have been brought out concerning filling deposits, waters and their geochemistry.

In the mining district of Iglesias a sea water intrusion has been observed in a very deep geologic karst formation (mineralized with Pb+Zn, fluorite, barite ores). The flow pumped out from the mining area ranges around 2000 l/s. 40% of this water is associated with the input of sea waters. In the mining district of Sulcis the coal beds are located on the Miocene limestone formation (Eocene). The deep karst evolution in this formations stopped in an early stage and then sea water intrusion didn't appear; the flow pumped out is given by fresh water with a volume ranging around 30 l/s.

With the data in our possession (remote sensing by satellite and aircraft, geoelectrical profiles, deep seismic soundings, isotopic geochemistry), detailed geology and the comparison with other situations (in particular along the Southern Alps), it is now possible the formulation of the hypothesis about the *Messinian karst*. In that geological stage (6.3 m. y.) the Mediterranean was isolated from the Atlantic ocean. The Mediterranean is now, and was in greater measure at that time, of warmer climate, deficient in the water cycle and in a short time almost totally dried. This

fact is documented by the thickness and extension of the evaporites (essentially gypsum) not only in outcrops but also on the bottom of the sea. As a consequence of that the hydrographic network dramatically lowered, as proved by the deep canyons accompanying main rivers like the Nyle and Rodan. These evidence have been discovered by geophysical research and oil drills. The base level came fitting with the residual level, triggering the phenomena of deep karst. A large lake occupied at that age the area between Alps and Apennines where the big alpine rivers merged in. Today their ancient beds are occupied by lakes filling up those Messinian canyons. Remnants of these phenomena are the Abano warm waters, the warm springs of Sirmione, Grado, Monfalcone and Vicenza (where a well will provide in the future heat for a district heating). In the Mediterranean basin (South Italy, Rumania, etc.) other situations confirm this hypothesis. In the Zanchean (Pliocene 5.2+5.3 m. y.) the connection between of the Mediterranean and the Atlantic ocean was reopened and the original sea level of the Mediterranean was restored. The deep karst adapted to the new situation: in some areas the circulation of sea waters inside the ancient karst ducts and following the heating of water by geothermal gradient. In some other cases the old outlets were occluded and a deep fresh water circulation remained. Finally, in some peculiar situations, fresh waters were confined to form a big reservoir.

We define Messinian karst a very deep karst (1+3 km) related to the dissection of the Mediterranean sea in Messinian stage. This is a depth undoubtedly superior than that connected with the vertical drop of the sea during glaciations (about 100 m). Very deep karsts may be related also to tectonic activity of various age.

The present study exposes the hypothesis about the evolution of messinian karstic cycle and the deep water circulation in carbonatic rocks in the area of the Mediterranean sea. This hypothesis must be confirmed with further examples and studies not only for scientific interests but also for practical implications related to the research of new fresh and thermal water resources.

Key word: Karst, Hydrogeology, Messinian, Sardinia, Trentino, Veneto.

Riassunto - GIULIANO PERNA - Il carsismo profondo nel Sulcis-Iglesiente (Sardegna Sud Occidentale) e nel Trentino-Veneto (Alpi Sud Orientali Italiane). «Carsismo messiniano»: esempi di carsismo profondo correlati con il livello del Mediterraneo nel Messiniano.

Ad iniziare dal 1975, con il contributo finanziario della CEE e delle Società minerarie (SAMIM, CARBOSULCIS (ENI) e BARIOSARDA (REGIONE SARDEGNA)) sono stati condotti approfonditi studi sulla idrogeologia nelle rocce carbonatiche di età dal Cambriano all'Eocene nell'Iglesiente e nel Sulcis (Sardegna SW).

Si sono acquisite conoscenze dirette della circolazione carsica sino a 250 m sotto il livello marino nell'Iglesiente e 400 m nel Sulcis. In modo indiretto, con sondaggi e prospezioni geofisiche, si sono ottenuti dati sino alla profondità di alcuni chilometri.

È stato eseguito uno studio di dettaglio delle condotte carsiche profonde rilevando le similitudini e le differenze con le corrispondenti cavità presenti a varia quota sopra il livello del mare. Studi approfonditi sono stati condotti sui depositi di riempimento e sulle acque e loro geochemica.

Nelle miniere dell'Iglesiente le mineralizzazioni a Pb+Zn (e barite, fluorite) sono nelle stesse rocce carbonatiche cambriche, interessate da circolazione di acque miste dolci superficiali e marine, di provenienza da una struttura geologica carsificata estremamente profonda. L'eduzione è di circa 2000 l/s, di cui il 40% di acque di ingressione marina. Nel Sulcis i giacimenti di carbone sono posti immediatamente a tetto dei calcari del «miliolitico» interessati da una evoluzione carsica profonda che si è arrestata ad una fase embrionale. Non vi sono qui ingressioni di acque marine e le acque edotte sono solo circa 30 l/s di acque dolci.

Sulla base di tutti i dati disponibili (telerelevamento da satellite e da vettore aereo, geolettrica, sismica profonda, geochemica isotopica), della geologia di dettaglio e con raffronti con altre situazioni, in particolare le Alpi Meridionali (Italia Settentrionale), è ora possibile la formulazione della teoria del carsismo Messiniano. In questo momento della storia geologica (6,3 M.a.) il Mediterraneo è rimasto isolato dall'Oceano Atlantico. Il Mediterraneo è oggi, e lo era in misura

maggior allora con clima più caldo, deficitario di acque ed in breve tempo si è essiccato pressoché totalmente. Tale eccezionale fenomeno è documentato dalla presenza di evaporiti (per la massima parte gessi) non solo in affioramento ma anche sul fondo del mare Mediterraneo.

Come conseguenza il reticolo idrografico si è abbassato in modo drastico, come documentato anche dal fatto che i grandi fiumi (Rodano e Nilo) si incassarono in profondi canyons, come è risultato dalla geofisica e dalle perforazioni petrolifere. Il livello di base del carsismo si è adeguato a quello del mare residuo, innescando un carsismo profondo.

La Valle Padana, tra le Alpi e gli Appennini, era allora occupata da un grande lago (Lago Padano) nel quale confluivano i grandi fiumi alpini, i cui alvei allo sbocco in pianura sono ora occupati dai laghi che riempiono i canyons messiniani.

Anche nelle Alpi Meridionali, che si affacciano nella pianura veneto-padana, è presente un carsismo profondo, studiato in particolare attraverso le risorgenze termali di Abano. Altre sorgenti termali sono presenti a Sirmione (lago di Garda), Grado, Monfalcone, mentre a Vicenza un pozzo profondo capta acque termali per un progetto di teleriscaldamento.

Vi sono poi nell'area mediterranea altre situazioni a conferma della ipotesi: nel Gargano, Salento (Italia), a Movilé (Romania) ecc.

Nel successivo Zancheano (inizio del Pliocene, 5,2+5,3 M.a.) si è riaperta la connessione con l'Oceano Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra ed il livello marino si è ripristinato: il carsismo profondo si è adeguato, mentre si è instaurata, in alcuni casi, una circolazione di acque marine che percorrono gli antichi karst, si riscaldano per gradiente geotermico, e risalgono in alto. In altri casi si sono obliterati gli antichi sbocchi a mare e si è mantenuta una circolazione profonda di acque dolci. Infine le acque dolci possono essere state intrappolate come acque fossili.

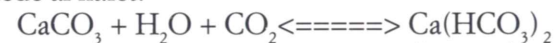
Si definisce carsismo messiniano (*Messinian karst*) un carsismo molto profondo (1+3 km), correlato all'essiccamento del mare Mediterraneo durante il Messiniano. Si tratta di profondità decisamente superiori a quelle legate all'abbassamento marino in corrispondenza delle glaciazioni (dell'ordine dei 100 metri). Carsismi molto profondi possono tuttavia essere legati anche ad altre cause, quali azioni tettoniche di varia età.

Il presente studio avanza la ipotesi sulla evoluzione del ciclo carsico messiniano (*Messinian karstic cycle*) e sulla circolazione profonda delle acque nei complessi carbonatici dell'area del Mediterraneo, che va avvalorata con ulteriori esempi e studi, anche in relazione non solo al grande interesse scientifico ma soprattutto pratico per il reperimento di risorse idriche e termali.

Parole chiave: Karst, Idrogeologia, Messiniano, Sardegna, Trentino, Veneto

1. PREMESSA

L'attenzione al carsismo è notevolmente aumentata negli ultimi anni in particolare per le implicazioni di carattere economico (reperimento di nuove risorse sia idriche che minerarie). Da un punto di vista della definizione del fenomeno, il concetto di carsismo è stato ampliato ed esteso. La classica reazione che presiede al karst:



non è la sola, né la principale, che porti alla dissoluzione delle rocce carbonatiche.

Dapprima è stato compreso il ruolo della *miscelazione delle acque* carbonicate in diverso grado (effetto Bögli), esteso poi in generale alla corrosione connessa con la miscelazione di acque a chimismo diverso, ed in particolare della miscelazione tra acque carbonicate ed acqua marina. È stato poi messo in evidenza il ruolo degli organismi viventi nell'esokarst, nell'attacco diretto, ed in par-

ticolare delle alghe endolitiche, cui si associano batteri ed anche animali superiori (*black phytokarst, biokarst*). Infine è stato scoperto il ruolo del *ciclo biologico dello zolfo dei solfuri e solfati* nella produzione di acido solforico e conseguente ulteriore attacco chimico nell'endokarst. A queste azioni è stato dato correttamente il nome di «*iperkarst*» ed effettivamente si riscontra che esse accelerano in misura determinante i processi di dissoluzione.

Tutti questi argomenti sono stati ampiamente trattati negli ultimi anni. Si veda, solo per citare alcuni dei molti lavori in proposito: per la miscelazione delle acque BÖGLI, 1965, per il fitocarsismo FOLK et al., 1968; PERNA, 1974; GOLUBIC et al., 1975; PERNA & SAURO, 1978; SCHNEIDER, 1976; per l'ipercarsismo CIGNA, 1978; per il carsismo legato al ciclo biologico dello zolfo FORTI & PERNA, 1985 e gli atti del convegno «Breakthroughs in Karst. Geomicrobiology and Redox Geochemistry, 1994».

La dissoluzione chimica, fisica e biologica delle rocce coinvolge non solo le rocce carbonatiche ma anche le evaporiti ed, in casi molto particolari, anche le quarziti ed altri litotipi. Sembra pertanto venuto il momento di riconoscere che il karst riveste nei processi geologici un ruolo determinante, come richiede il fatto che si è riconosciuto da tempo che questo fenomeno ha agito ad iniziare da tempi geologici remotissimi (OLSON, 1984).

2. EVOLUZIONE NORMALE DI UN KARST

Il livello di base del carsismo è strettamente correlato al livello del mare od, in modo meno restrittivo, al livello del reticolo idrografico superficiale ⁽¹⁾. Un abbassamento del livello esterno è seguito a breve da quello carsico.

Una risalita del livello esterno, per alluvionamento della valle od innalzamento del livello marino, è seguita dall'allagamento della rete carsica inferiore e gli sbocchi originari permangono come sorgenti nelle alluvioni od in mare. Questa evoluzione è ben nota e sintetizzata nelle fig. 5 e 6.

3. EVOLUZIONE INVERSA DI UN KARST

Talvolta l'annegamento di un karst, a seguito di ostruzione, anche parziale, degli sbocchi ad opera di sedimenti, porta al rallentamento della circolazione e le

⁽¹⁾ Vi sono numerose eccezioni, quali il carsismo sotto copertura, ma nel complesso a grande profondità la circolazione delle acque (e la conseguente carsificazione) è drasticamente rallentata dal restringimento delle fratture e discontinuità in genere. Si esclude qui il caso delle acque juvenili, del resto raro, mentre sono segnalate risalite di acque solfuree. In questo caso è in atto un attacco biochimico di solfati e solfuri, presenti nella roccia, ad opera di batteri del ciclo dello zolfo, attivi anche ad elevate temperature ed in assenza di ossigeno.

condotte tendono a riempirsi di concrezioni e sedimenti interni per cui è possibile che esso venga obliterato totalmente, e le acque debbono aprirsi nuovi sistemi carsici ad un livello più elevato. L'esempio tipico è quello della Grotta di Cuccuru Tiria, presso Iglesias (Sardegna sud occidentale), per il quale è stato coniato il termine di «*evoluzione inversa di un karst*» (CIVITA et al., 1989) (fig. 7).

Un esempio del tutto analogo è stato incontrato nella Miniera di Masua, ove era presente una cavità di forma ovoidale, con un volume di circa 50.000 m³ di fango rosso, ancora plastico. Anche la Grotta di Santa Barbara ⁽²⁾, incontrata con i lavori minerari nella miniera di San Giovanni, ha verso il basso un proseguimento, pressoché ostruito da sabbie e limi, poco diagenizzati ed associati a cicli di riempimento plio-quadernari (BINI et al., 1987).

4. IL LIVELLO DEL MEDITERRANEO NEL MESSINIANO

L'abbassamento marino di circa 100 metri nel glaciale non spiega il carsismo profondo presente in numerose zone dell'area del Mediterraneo e di cui si parlerà in seguito. In questo caso ci si deve riferire alla «*crisi di salinità*» del Messiniano ed al conseguente abbassamento drastico del livello del Mediterraneo.

All'inizio del Messiniano (Miocene sup.) il collegamento tra Mediterraneo ed Oceano Atlantico avveniva attraverso lo stretto nord betico (Spagna meridionale) e sud rifano (Marocco settentrionale) (fig. 1). Poi, per il sollevamento delle catene della Sierra Nevada e del Rif, circa 6,3 milioni di anni fa (CITA & CORSELLI, 1993) la connessione si ridusse in modo drastico ed il Mediterraneo ⁽³⁾ rimase isolato dall'oceano Atlantico. Secondo altra ipotesi, l'allora stretto di Gibilterra, già attivo, si chiuse per una rotazione antioraria della penisola iberica (CITA, 1970).

Il clima era allora subtropicale, più caldo dell'attuale: il Mediterraneo iniziò a disseccarsi e, secondo alcuni studiosi, si prosciugò pressoché totalmente e questo nonostante gli apporti dal lago salmastro «Lac Mer» che si estendeva dalle adiacenze di Vienna verso est sino al Mare d'Aral e che allora era in connessione col

⁽²⁾ Questa stupenda grotta si è formata nel Permo-Trias ed una prima fase di riempimenti chimici è ad opera di concrezioni calcitiche coperte da ristalli di barite deposti in corrispondenza della trasgressione triassica ed a loro volta coperti da concrezioni calcitiche successive ed attuali.

⁽³⁾ La profondità massima del Mediterraneo è ora di oltre 5092 m nel mare Ionio, la profondità media 1494 m, la superficie 2.516.000 km², il volume è di 3.76 M km³.

La profondità dello stretto di Gibilterra è di 350 m, la larghezza minima, tra Punta Cires e Punta Tarifa è di 12 km.

La salinità aumenta da Gibilterra 3,65% sino a più di 3,90% all'estremo E. Il bilancio idrico è negativo: contro una evaporazione di 10 km³/giorno gli apporti di acque continentali e precipitazioni sono solo di 3,4 km³/giorno; il deficit di 6,6 km³/giorno è compensato dall'Atlantico attraverso lo stretto di Gibilterra. Ciò significa che se si chiudesse ora lo stretto di Gibilterra (ed il canale di Suez), il Mediterraneo si seccerebbe in circa 1.500 anni.

Mediterraneo (Hsü, 1973). Il disseccamento è testimoniato dalle evaporiti (in particolare gessi) di tale età, dalla fauna marina ecc. Alcuni Autori negano il disseccamento (SELLI in Hsü, 1973) ma vi sono altre conferme. Tra l'altro i grandi fiumi che sboccano nel Mediterraneo (Rodano e Nilo) erano profondamente incassati in grandi canyons. I grandi fiumi alpini erano anch'essi profondamente incassati e confluivano in un Lago Padano (BINI et al., 1978; FINK, 1978).

Il rapido prosciugamento del Mediterraneo (dell'ordine di grandezza di 1 metro/anno di abbassamento) determinò un forte scompenso isostatico, corrispondente alla diminuzione di carico dell'acqua, ed innescò una compensazione, sfasata nel tempo, con sollevamento delle parti centrali del bacino (le più sgravate), mentre le parti periferiche si abbassavano, dando così luogo a temporanee ingressioni marine da ovest e piccoli bacini marginali salmastri.

Con l'inizio del Pliocene (Zancheano, 5,2+5,3 m. a.) si aprì lo stretto di Gibilterra e le acque sovrasalate del Mediterraneo si mescolarono rapidamente con quelle oceaniche.

L'ingressione ebbe certamente effetti catastrofici anche se diluita probabilmente in un lungo arco di tempo (MCKENZIE et al., 1990). Le foci dei grandi fiumi, compresi quelli che scendevano dalle Alpi, furono occupati da bracci di mare insinuati (fiordi).

5. IMPLICAZIONI SUL CARSIAMO

L'abbassamento del Mediterraneo ha determinato il corrispondente abbassamento del reticolo idrografico e del livello di base dell'erosione carsica, sceso a grande profondità. Non è possibile dettagliare quote perché, come detto, vi sono state compensazioni per sollevamenti isostatici.

Il ritorno del mare determinò l'allagamento dei karst profondi. Si possono immaginare diversi scenari per i sistemi carsici.

1. I sistemi carsici profondi con il tempo si occlusero a causa dei sedimenti trasportati dalle acque carsiche continentali e/o della sedimentazione marina e/o concrezionamento e si innescò un meccanismo di evoluzione inversa (oppure si riattivarono gli sbocchi antecedenti).
2. La tettonica tardiva alpina può aver creato compartimentazioni, oppure aperte nuove vie verso l'alto nell'ambito della terraferma oppure in qualche modo inattivato del tutto il karst.
3. Attraverso gli sbocchi a mare, rimasti pervi, si ebbe ingressione di acqua marina che ha attivato un circuito idrotermale di acque salate che entrano dal basso e tendono a risalire per l'aumento della temperatura.

6. ESEMPI DI CARSIAMO PROFONDO NELL'AREA MEDITERRANEA

Non è esperienza normale studiare karst geneticamente profondi: ciò può avvenire in modo indiretto con metodi geofisici e sondaggi esplorativi, come nel caso del karst petrolifero di Rospo Mare (DULCET et al., 1990), oppure si può accedere ai karst molto profondi in casi di lavori sotterranei e/o coltivazioni minerarie. Infatti i karst hanno spesso un interesse economico correlato alla circostanza che il ciclo carsico può portare alla concentrazione di varie specie di minerali (si veda ad es. PERNA, 1973). Da tempo si è poi riconosciuto che moltissimi dei maggiori giacimenti di Pb+Zn (e barite, fluorite) in rocce carbonatiche sono intimamente connessi con il ciclo carsico (si veda ad es. ASSERETO et al., 1977).

È pertanto proprio nelle miniere che diviene talvolta possibile accedere a karst estremamente profondi, che tuttavia sono molto spesso olofossili completi. In qualche caso tuttavia possono essere ancora attivi, come si è verificato nell'Iglesiente-Sulcis con le importanti miniere piombo - zincifere e di carbone e con i conseguenti studi approfonditi indirizzati alla comprensione dei complessi fenomeni minerogenetici e di circolazione delle acque ivi presenti (⁴).

6.1. GEOLOGIA E MINIERE DELL'IGLESIENTE

La geologia e la tettonica dell'Iglesiente (fig. 8, 9) sono complesse e richiederebbero una trattazione eccessivamente estesa; rimandiamo ad es. per una sintesi al volume di CIVITA et al., 1983 e, per maggiori dettagli, alle pubblicazioni più recenti sull'argomento, citate in bibliografia. Diremo solo che la serie dei terreni affioranti inizia con le arenarie cambriane (⁵), che verso l'alto presentano frequenti alternanze carbonatiche. Seguono le formazioni carbonatiche del Cambriano inferiore: «dolomie rigate», la dolomia grigia massiva ed il «calcere ceroidi» nelle quali si localizzano le mineralizzazioni (Pb, Zn, barite e fluorite) ed i karst.

La serie continua con calcari nodulari e con argilloscisti del Cambriano medio, cui è sovrapposta in trasgressione la formazione della «Puddinga» ordoviciana. Si tratta pertanto di un complesso di calcari e dolomie permeabili

(⁴) Gli studi sui quali si riferisce in questa sede sono stati finanziati dalla Comunità Economica Europea e delle società minerarie SAMIM, CARBOSULCIS (ENI) e BARIOSARDA (ENTE MINERARIO SARDO) (CIVITA et al., 1983, 1986, 1988, 1989, 1990; FADDA et al., 1994).

(⁵) La trattazione della serie cambriana viene qui fatta sotto l'aspetto idrogeologico, e non viene utilizzata la più complessa definizione stratigrafica secondo i lavori più recenti, ai quali si rinvia per una sintesi (CIVITA et al., 1983) o per esteso (BECHSTÄDT & BONI, 1993).

per fratturazione e carsismo, intercalati tra due formazioni impermeabili: arenarie a letto, calcari nodulari e scisti a tetto.

La struttura è di stretta sinclinale con asse E W, che risale a chiudersi ad est; la gamba settentrionale della sinclinale verge a nord e le miniere si susseguono anche in questo settore per oltre 6 km nella stessa unità idrostrutturale (da S a N, miniere di Nebida, Masua, Montecani, Acquaresi, Scalittas e Malfidano) (fig. 4).

Si riconoscono le seguenti fasi tettoniche:

Orogenesi Caledonica: 1^a Fase: plicativa principale con assi EW (Fase sarda)

Orogenesi Ercinica: 2^a Fase: ripresa assi EW

3^a Fase: plicativa principale con assi NS

4^a Fase: debole fase plicativa con assi NE-SW

Orogenesi Alpina: Fasi distensive prevalenti.

Nella miniera di Monteponi (Iglesiente) la coltivazione delle miniere raggiunse sin dal lontano 1870 (CIVITA et al, 1983) la falda freatica posta a quota +74 m s.l.m. Fu tracciata una lunga galleria di scolo che partì da occidente, in prossimità del mare a quota +2,70 e che doveva raggiungere la Miniera di Monteponi con un percorso di poco inferiore ai 6 km. Nel 1888 la galleria attraversò gli scisti di tetto entrando nelle formazioni carbonatiche, sede della mineralizzazione. Qui, alla progressiva di m 4268,4 incontrò una grossa venuta di acqua connessa con un grande sistema carsico (la «*Gran Sorgente*»), con una irruzione di acqua inizialmente di 3559 l/s, che determinò in breve tempo l'abbassamento del livello freatico non solo nella miniera di Monteponi ma anche nelle altre dello stesso bacino minerario.

Raggiunto nel 1928 con le coltivazioni il nuovo livello delle acque (+13,5 m s.l.m. a Monteponi), fu installato un sistema di sollevamento delle acque posto dapprima a quota -15 (anno 1928), poi a -60 m s.l.m. (1935) e -100 m s.l.m. (1955). Di pari passo le acque si abbassarono in tutte le altre miniere ad iniziare da quelle più prossime a Monteponi, nella sinclinale della Valle di Iglesias, da E ad W nella gamba meridionale Funtana Perda, Cabitza, San Giorgio, Seddas Moddizzis, San Giovanni; da E ad W nella gamba settentrionale: Campo Pisano, Tanas, Albasini, Monteponi, San Marco Monte Agruxiau e nel settore Nord da Nebida sino a Scalittas (fig. 4).

Seguendo l'affioramento delle rocce carbonatiche, tra i due estremi vi sono ben 39 km. Ciò testimonia di una circolazione carsica delle acque particolarmente evoluta.

Il successivo graduale ulteriore abbassamento delle acque con un impianto a quota -200 m s.l.m. terminato nell'anno 1985 non verrà completato, a causa della prematura chiusura delle miniere.

Sino dai tempi della galleria di scolo, le acque mostrarono di avere una lieve

salinità, che andò costantemente aumentando nel tempo, sino a raggiungere, negli ultimi anni della eduazione a Monteponi a quota -100, il 40% del totale dell'acqua edotta di circa 1350 l/s.

Lo studio idrogeologico assunse dapprima l'ipotesi che la ingressione di acque marine (le analisi chimiche ed isotopiche confermarono trattarsi di acque marine) fosse dovuta ad apporti attraverso un sistema carsico che collegava la struttura dell'Iglesiente al mare (la distanza tra Monteponi ed il mare è di solo 6,5 km, ma i calcari cambrici giungono ad una distanza minima di meno di 1 km dal mare nel settore di Masua). Supponendo che il carsismo avesse il livello di base correlato al livello del mare nel glaciale a -100, si poteva pensare che gli incrementi di ingressione marina, passando dal livello -100 al livello -200 si sarebbero mantenuti in misura contenuta. Tutta una serie di fatti emersi man mano smentiva una interpretazione così semplicistica.

Nelle miniere il chimismo delle acque era molto vario: all'estremo E (miniera di Campo Pisano) la acque erano praticamente dolci, la salinità cresceva man mano che ci si avvicinava al centro di Monteponi e diminuiva nuovamente nel settore W. Qui, sorgenti nelle miniere a meno di un km e 50 m sotto il livello del mare (Nebida) sono dolci. Le acque sono nuovamente molto saline nella miniera di San Giovanni, posta a SW di Monteponi, sull'opposto fianco della sinclinale. Inoltre la temperatura delle acque mostra una stretta correlazione con la salinità, il che indica che le vie di ingresso dovevano essere estremamente profonde, tanto da indurre a pensare ad una specie di «*Buco nero*» di risalita delle acque, posto tra le miniere di Monteponi e San Giovanni, al centro della sinclinale.

Le esplorazioni speleologiche delle numerose grotte incontrate con i lavori minerari (FORTI & PERNA, 1982) mostrarono che il reticolo carsico scende a profondità molto maggiori dei -100 metri (già da allora vi erano gallerie a quota sino a -255 nella Miniera di San Giovanni). Ma la quota a cui scendono i karst è decisamente ancora più profonda: infatti un sondaggio esplorativo ha incontrato zone crevassate e corrose, dendriti di manganese ed una cavità «vuota» da quota -851 a quota -888 sotto il livello del mare (MARCELLO et al., 1965). La cavità, inizialmente isolata, a seguito delle operazioni di tamponamento si mise in contatto con il sistema idrico, con livello a quota intorno a -85 contro un livello di -100 nella miniera, indotto dal pompaggio.

6.2. CICLI CARSI E CARISMO PROFONDO NELL'IGLESIENTE

Nell'Iglesiente la sovrapposizione di più cicli carsici e la complessità della circolazione delle acque, hanno duramente impegnato gli studiosi ed i tecnici per la comprensione dei fenomeni e per la soluzione dei problemi tecnologici connessi. La annunciata chiusura di queste miniere ha pertanto non solo una

connotazione economico-sociale negativa ma rappresenta anche la perdita irrimediabile di un campo di studio unico al mondo.

Ogni ciclo carsico si imposta in modo indipendente oppure riprende quelli precedenti, ancora attivi o parzialmente fossilizzati (FORTI & PERNA, 1982).

Un *primo ciclo* corrisponde all'emersione di alcune ridotte aree tra la deposizione del calcare ceroidale (parte alta del complesso carbonatico) e quella dei calcari nodulari. Le strutture carsiche sono poco sviluppate e soprattutto oblitrate dal sovrainporsi dei cicli successivi. Il carsismo sembra essere proseguito anche sotto copertura.

Il *secondo ciclo* è connesso con la fase tettonica sarda nel lungo intervallo di tempo che precede la deposizione del conglomerato trasgressivo ordoviciano («Puddinga»). È caratterizzato da cavità di varia dimensione e sviluppo verticale sia, soprattutto, doline riempite da brecce e mineralizzazioni a galena e barite, silice nera e hard grounds («quarziti» nella terminologia mineraria).

Di maggiore intensità è il *terzo ciclo* permo-triassico, corrispondente ad un lungo periodo di emersione, con sviluppo di dolomitizzazione epigenetica («Dolomia gialla»), emersione che termina con l'ingressione marina del Trias, presente in affioramento a Campumari (a NE di Funtanamare), S. Giovanni e Barega. In corrispondenza della ingressione si ha circolazione di acque ipersaline che portano in soluzione il bario ed in subordine il piombo, ridepositati nei karst all'incontro con le acque freatiche. Altri riempimenti sono fisici, con arenarie di disfacimento e quarziti ed ancora barite e galena.

Il *quarto ciclo* è quello che lascia l'impronta più forte ed è legato alla alterazione dei solfuri in un clima caldo dal Mesozoico al Terziario. Gli acidi forti circolanti hanno dato luogo ad un attivissimo ipercarsismo. Inoltre con la tettonica alpina, si aprono fratture che vengono carsificate. I depositi fisici di riempimento sono ad opera di conglomerati, sabbie, argille con frammenti di carbone eocenico «tipo Sulcis» (COCOZZA et al., 1974), segnalati in prossimità degli inclusi di scisti di Moken e del Cisternone nella miniera di Monteponi.

Vi sono inoltre riempimenti, sia fisici che chimici, di barite, galena ecc., in particolare nell'area di Barega il fenomeno assume un rilievo ancora maggiore, come si vedrà più avanti.

Il *quinto ciclo* è quello attuale con formazione di cavità a circolazione attiva di acque sia superficiali carbonatiche che profonde saline. L'incontro delle acque di diversa composizione chimica e temperatura porta alla formazione di cavità ipercarsiche complesse e spesso correlate alle mineralizzazioni e con depositi di riempimento fisici e chimici di varia natura, comprese mineralizzazioni a galena e barite. Correlata alla circolazione di acque saline è la presenza della fosgenite $Pb_2(Cl_2/CO_3)$ ed altri minerali carsici.

Nei karst di genesi superficiale si evidenziano le consuete morfologie con pozzi, gallerie ed in affioramento sono presenti campi solcati, doline ecc. Vi si riconosce una logica legata al movimento verso il basso delle acque.

Nei karst dell'Iglesiente si evidenzia una «paragenesi» legata alla profondità (FORTI & PERNA, 1983; 1985), sia nelle forme delle cavità che, in particolare nei depositi di riempimento. In essi domina una corrosione intensissima e generalizzata da ipercarsismo, dovuto a mescolanza di acque a chimismo diverso.

Nelle zone vadose sono presenti i consueti speleotemi calcitici (stalattiti, stalagmiti ecc.) di rara bellezza: frequenti sono quelli aragonitici, in particolare come eccentriche, aghi, baffi in una varietà unica. La grotta turistica di Is Zuddas (Santadi) (fig. 4) ne contiene un campionario completo. Scendendo più in basso, a livello della falda (antecedente all'abbassamento indotto dagli impianti di eduazione) si incontrano vaschette concrezionate. Più in basso, al di sotto di tale livello si incontrano le tipiche forme globulari («gluteiformi» = pendenti a forma tondeggiante, tipiche di karst vadoso evoluto a freatico) che, poco sotto, si presentano parzialmente corrose (fig. 11).

Segue un lungo intervallo in cui spesso mancano del tutto i depositi chimici. Le cavità presentano intensa corrosione ipercarsica da acidi forti (derivanti dalla alterazione dei solfuri) mentre sono di frequente presenti sabbie ed argille, spesso stratificate, con ossidati di Zn.

Scendendo ancora si hanno solo cristallizzazioni ⁽⁶⁾ di calcite, accompagnata da altri minerali (galena, pirite, barite, fluorite, quarzo). I minerali infatti si accrescono per diminuzione di solubilità (dovute a diminuzione di temperatura e pressione, mescolanza di soluzioni, ecc.), sia come vene che, nelle fratture beanti «crevasse» in termine minerario) con megacristalli. Nella miniera di San Giovanni erano presenti cristalli di calcite scalenoedrici trasparenti sino ad un metro di grandezza.

L'evoluzione delle concrezioni con la profondità è schematizzata in fig. 11.

Le variazioni relative di livello, in particolare connesse con il susseguirsi di cicli carsici, rendono estremamente complesse le fasi evolutive, con frequenti sovrapposizioni.

I lavori di tracciamento delle strutture minerarie per l'abbassamento del livello di eduazione a quota -200 m s.l.m. nella miniera di Monteponi hanno consentito la esplorazione di karst anche a quella profondità. Durante i lavori di preparazione della camera pompe al livello -204 venne intercettato nella volta della camera un karst riempito di sedimenti fini stratificati e contenenti minerali ossidati, del tutto analogo a quello che produsse l'irruzione di acqua nella galleria di scolo e poi denominata Gran Sorgente.

⁽⁶⁾ Gli speleotemi vadosi si presentano come involuppi di cristalli ad orientazione concentrica. Le cristallizzazioni sono invece costituite da cristalli molto grandi impiantati su matrice o su precedenti cristalli o come filoni.

Attraverso un karst beante nel novembre 1983 si produsse l'allagamento del nuovo impianto di eduazione al livello -200.

Era stata intercettata una piccola condotta, attraverso la quale si ebbe una modesta venuta di acqua, seguita da un improvviso aumento, dapprima a circa 50 l/s, poi a 250 l/s. In fase di tentativo di svuotamento si ebbe un secondo incremento a 500 l/s. Questi aumenti corrispondevano a successivi disostruzioni di karst riempiti da sedimenti, esattamente come si era avuto con la intersezione con la Gran Sorgente (CIVITA et al., 1984).

In sintesi nell'Iglesiente è presente un carsismo complesso ed evoluto, molto interconnesso. I depositi chimici e fisici hanno creato setti semipermeabili ed ostruzioni che hanno ceduto in fase di abbassamento delle acque.

I depositi di riempimento sono di varia origine ed età, in particolare dal Trias all'attuale. Lo stesso vale per quelli chimici. Le cristallizzazioni di calcite al livello -42 della miniera di Masua presentano inclusioni di acque meteoriche con 0.5÷2.5% equivalente di NaCl e temperature di omogeneizzazione delle inclusioni da 50 a 75°C, mentre per il quarzo si hanno temperature sino a 95°C. Sono prive di inclusioni le calciti al livello +176 (CORTECCI et al., 1989; DE VIVO et al., 1987; BONI, 1986). Temperature analoghe sono riportate da BONI, 1986 per le bariti di altri giacimenti del Sulcis-Iglesiente.

6.3. L'EVOLUZIONE CARSIKA MESSINIANA DELL'IGLESIENTE

L'evoluzione carsica dell'Iglesiente, connessa con il Messiniano, si può schematizzare come segue, tenendo presente che essa si imposta su una antecedente serie di cicli.

L'intenso ipercarsismo dal Giura al Miocene, connesso con l'alterazione dei solfuri in un clima caldo, si accentua nel Messiniano per l'abbassamento del livello di base di un paio di chilometri. Con lo Zancheano si ripristina il livello del mare Mediterraneo ed inizia la inattivazione delle condotte carsiche più profonde a causa della intensa sedimentazione nella fascia di mare più prossima all'Iglesiente (LECCA et al., 1986, fig. 14). Pertanto si chiudono gli sbocchi a mare del carsismo; ciò nonostante si ha ora una ingressione di acque marine nelle miniere della Valle d'Iglesias.

Quali sono le direttrici e gli eventuali imbocchi a mare? Gli studi, per risolvere questo fondamentale problema, si sono basati su una dettagliata conoscenza geologica e strutturale, in uno studio idrogeologico e del carsismo, con l'impiego di diverse tecniche di studio, che qui si riportano in sintesi (CIVITA et al., 1983).

1. Prospezione geoelettrica (C.M.P., 1975; si veda CIVITA et al., 1983, pag. 17). L'acquifero carbonatico ha una trasmissività e coefficiente di immagazzina-

mento abbastanza bassi ed è limitato verso mare da uno schermo scistoso, impermeabile, per il quale non vi è prova dell'esistenza di soluzioni di continuità. Non esiste nessuna anomalia conduttrice in direzione E-W a marcare una circolazione diretta tra il mare e Monteponi.

2. Prospezione subacquea (G. FIERRO, 1965, si veda CIVITA et al., 1983, pag. 19). La prospezione, eseguita da un gruppo di subacquei diretta dal geologo G. Fierro, tra le batimetriche 0 e -30, in un tratto di costa tra S. Nicolao (a N di Buggerru) e Porto Paglia, conferma la composizione scistosa arenacea impermeabile della roccia in posto tra Masua e Fontanamare. Al largo di quest'ultima località, in diversi punti, sono presenti croste calcaree e panchina che potrebbe essere connessa con un orizzonte di paleosorgenti. A nord ovest di Porto Flavia è presente una modesta sorgente sottomarina di acqua dolce (Grotta delle Spigole). Il tracciante immesso nella cavità rilevate lungo costa non è mai giunto agli impianti di eduazione.
3. Prospezione sismica a riflessione (Western Ricerche Geofisiche, 1981, si veda CIVITA et al., 1993, pag. 18). Furono eseguiti due profili, uno W E da Funtanamare ad E di Campo Pisano in tre segmenti e l'altro S N; le due linee si intersecano in prossimità del Foro sonda eseguito nel 1964, di cui si è detto. Il rilievo sismico ha dato risultati piuttosto scadenti. Il rilievo consente tuttavia di seguire, in tutti i segmenti, 4 orizzonti con andamento all'incirca parallelo tra loro, attribuiti rispettivamente (dall'alto al basso): *A* (m -800) al contatto tra argilloscisti e calcare; *B* (m -2000) tra questo e le arenarie e *C* (m -2800) alla base delle arenarie. Il quarto orizzonte *D* è posto a circa -5400, ma la serie sedimentaria prosegue ancora verso il basso. La formazione *CD* ha fatto molto discutere e venne riferita allora dubitativamente al Precambriano affiorante nella zona di Capo Malfatano (estremo SW della Sardegna). Tuttavia il geofisico ing. Forlani, della Western, con cui si discusse il problema, escluse che sottili e sporadiche intercalazioni carbonatiche, quali quelle del Precambriano affiorante a Capo Malfatano, potessero dare le riflessioni rilevate, che hanno tutte le caratteristiche di una serie sedimentaria. Con l'amico Coccozza furono avanzate altre ipotesi, sulle quali si sarebbe dovuti tornare: la più plausibile era di una ripetizione della serie cambriana, con il piano di scorrimento sulle formazioni eoceniche. Ulteriore osservazione a questo rilievo geofisico è che per il passaggio dalle sezioni in tempi a quelle in metri, si è prefissata una velocità di 2000 m/s, certamente troppo bassa. Se si esclude la porzione superficiale, le profondità vanno corrette come segue. L'intera serie cambriana ha uno spessore di circa 2000÷2300 m, l'orizzonte *D* si può collocare al massimo a 3700 metri e la serie sedimentaria prosegue sino ad altre 5000 metri. Il discorso si fa complesso e

richiederebbe una analisi approfondita. Il regime delle acque presuppone la presenza, sotto le arenarie, di un complesso carbonatico carsificato, sia pure in grado molto minore che quello cambriano soprastante.

4. Telerilevamento da satellite e da vettore aereo (ing. A. Tonelli - Arco e Rossi, Milano; si veda CIVITA et al., 1983, pag. 16 e TONELLI, 1980). Sono stati individuati, nel tratto di costa che va da Montevecchio a Capo Altano, 38 punti di versamento di acque fredde (tra scarichi superficiali e sorgenti sottomarine) per un totale di 120 l/s e 1500 l/s di scarichi di miniere cui vanno aggiunti circa 8.000 l/s di sorgenti sottomarine calde. Questo ultimo valore, rispetto a quello riportato in CIVITA et al., 1983 deve essere dimezzato essendo stato, nel frattempo, individuato un errore di taratura.
5. Analisi chimiche ed isotopiche (CIVITA et al., 1983, e dati inediti). Dal 1962 al 1978 sono state eseguite analisi periodiche di 14 sorgenti al livello -100 della miniera di Monteponi; sono disponibili altri dati sul trend di variazione di salinità (espressa come Cl) dal 1888. La salinità aumenta da tracce ai tempi di deflusso naturale dalla Gran Sorgente a 9,5 g/l (Cl) nel 1978. Le varie sorgenti analizzate avevano salinità diversa e con variazioni. Pertanto, nel corso dello studio idrogeologico fu deciso di estendere l'analisi a tutte le sorgenti (circa 100 del livello -100 della Miniera di Monteponi). Venne rilevato il contenuto in Cl e la temperatura, constatando immediatamente una correlazione diretta tra Cl e temperatura e che le acque più saline (e calde) erano nell'immediato intorno della zona centrale della miniera di Monteponi (fig. 12); allontanandosi dalla zona centrale aumentava la componente dolce, superficiale.
Le successive analisi, più sofisticate (furono eseguite anche analisi degli isotopi stabili, di trizio ecc.), hanno confermato questi dati. La miniera di San Giovanni ha tenori in Cl ancora elevati sui 9 g/l. Le miniere del ramo settentrionale (da Monte Agruxiau a Masua hanno tenori bassi (sui 0,9 g/l), pur essendo le miniere più prossime al mare: la stazione di pompaggio del Pozzo Ausiliario (Miniera di Nebida) ha un tenore molto basso (0,3 g/l Cl), pur essendo ubicata a meno di 1 km dal mare a quota -42 s.l.m.
6. Esplorazioni speleologiche (FORTI & PERNA, 1982) hanno messo in evidenza un gran numero di cavità carsiche intercettate dai lavori minerari. Molte altre cavità furono intercettate e distrutte dai lavori minerari in passato.
Gli effetti della eduazione, già ai tempi della Gran Sorgente, si fecero sentire in tempi molto ristretti nelle miniere dell'Iglesiente e questo fatto è in contrasto con quanto detto sopra al punto 1, trattando di rilievi elettrici e cioè che l'acquifero carbonatico ha una trasmissività e coefficiente di immagazzinamento abbastanza bassi.

Il coefficiente di trasmissività risulta:

- per il bacino minerario dell'Iglesiente: $3-6 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (CIVITA, PERNA, 1984)
- per il complesso carbonatico del Cixerri: $0.2+6,5^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (UNIVERSITÀ DI SASSARI).

Ritornando alla prospezione sismica, che fa intravedere la possibilità di una ripetizione di serie, si può ipotizzare che l'acqua marina entri nel complesso carbonatico inferiore (fratturato e/o carsificato), per risalire attraverso una faglia beante N - S ad invadere il carbonatico cambriano della falda superiore in corrispondenza della miniera di Monteponi.

La carsificazione del carbonatico della falda superiore, che si spinge a notevole profondità, è correlata al Messiniano. Non vi sono dati relativi alla ipotizzata falda inferiore.

7. CARISMO PROFONDO NELLA MINIERA DI BAREGA

La Dorsale di Barega (da W ad E: Monte Uda - M. Onixeddu - M. Barega - M. Fossa Teula - M. Arcau) è costituita da una anticlinale orientata WNW ESE costituita da rocce carbonatiche cambriane, posta a sud della zona mineraria della Valle di Iglesias dalla quale è separata da un continuo affioramento di arenarie mentre a Sud risulta bordata dai calcari nodulari e dagli Scisti di Cabitzza. Il rilievo si presenta troncato in sommità dalla superficie di erosione permo-triassica.

È caratterizzata dalle mineralizzazioni essenzialmente baritiche, che hanno dato luogo ad intense coltivazioni nella Miniera di Barega. Mentre nella zona settentrionale dell'Iglesiente prevalgono le mineralizzazioni a pirite, galena, blenda con barite (e fluorite subordinate), nella parte meridionale e nel sottostante Sulcis, la barite è prevalente (fig. 15).

Nel Sulcis Settentrionale la formazione delle «Dolomie rigate», giacenti sopra le Arenarie, presenta alla base frequenti lenti di barite a tessitura zebra. La deposizione del solfato è avvenuta in ambiente evaporitico (GANDIN et al., 1974a, b). La barite, di ricircolazione, si ritrova poi nei terreni più recenti sia come deposizione chimica che detritica. Nella miniera di Barega, la barite si trova come riempimento chimico dei karst di età triassica, il cui esempio più eclatante è quello della Colonna Scaper, essenzialmente una cavità carsica verticale, concrezionata a calcite sulle pareti ed indi riempita da barite di deposizione chimica. La dissoluzione e trasporto sono connessi con un mare epicontinentale triassico, che a NE della Valle di Iglesias (a Campumari) è rappresentato da una serie detritico-carbonatica con facies evaporitiche (COCOZZA & GANDIN, 1976).

Una recente ricerca di acqua, per i fabbisogni dell'impianto di trattamento e spinto sino a quota -30, non ha trovato la falda.

La miniera a solfuri di Monte Onixeddu, all'estremo W della struttura Monte Onixeddu-Barega, secondo quanto riferito da un vecchio caposervizio, avrebbe risentito dell'abbassamento indotto dalla galleria di scolo di Monteponi (Galleria Umberto I°), con un abbassamento del livello delle acque a quota +16 s.l.m. La notizia è riportata anche in un rapporto conservato al Distretto Minerario di Iglesias.

I dati di queste due miniere, relativi alle quote dell'acqua, estenderebbero il cono di depressione della eduazione dalla Miniera di Monteponi notevolmente ad E ed a S e sono a favore di una connessione idrogeologica di queste due miniere con la struttura della Valle di Iglesias, nonostante la separazione dovuta alle arenarie impermeabili, convalidando l'ipotizzata esistenza di una serie cambrica profonda, connessa con quella superiore da fratture NS. Si spiegherebbe altresì la diminuzione di portata delle sorgenti di Caputacquas di Villamassargia, nel Cixerri, ad Est della miniera di Campo Pisano (alla quale ha certamente contribuito l'eccessivo sfruttamento delle falde acquifere).

8. CARISMO PROFONDO NELLE MINIERE DI CARBONE DEL SULCIS

Nel Sulcis le gallerie minerarie si spingono sino a 400 m sotto il l.m. ed incontrano una circolazione carsica meno complessa ma di non minore interesse. Anche in questo caso le strutture minerarie hanno consentito lo studio diretto dei karst con la connessa circolazione idrica nella Miniera di Monte Sinni (Pozzi minerari di Nuraxi Figus e di Seruci).

Il Sulcis è posto immediatamente a sud dell'Iglesiente ma ha una geologia profondamente diversa (FADDA et al., 1994).

La serie stratigrafica è costituita da sedimenti marini, continentali ed effusioni riolitiche, che poggiano su un complesso permo-carbonifero. La serie cambrica affiora ad iniziare ad oriente di Carbonia e si immerge ad W ed a S a grande profondità sotto la copertura permo triassica e terziaria: non è mai stata incontrata con i lavori minerari nè con i sondaggi.

Dal basso all'alto si susseguono rocce sedimentarie e vulcaniche. La serie inizia con il Permo-Trias continentale, sul quale appoggia un calcare a milioliti («Miliolitico»). Seguono calcari, marne, argilliti, con intercalati banchi di carbone («Produttivo»). Queste due formazioni sono del Paleocene sup.- Eocene medio) e sono ricoperte da conglomerati, arenarie, siltiti dell'Eocene medio - Oligocene inf. («Formazione del Cixerri»).

Le rocce che seguono sono vulcaniche, con una serie di andesiti, riodaciti, rioliti dell'Oligocene sup.- Miocene ed infine sono presenti depositi, prevalentemente sabbiosi e comunque detritici, del Quaternario.

Le coltivazioni del carbone, iniziate nel 1853 a partire dagli affioramenti nella parte E e NE del bacino, sono proseguite verso W e S, venendo ben presto

interessate dalla falda acquifera del Miliolitico. Le vulcaniti sono anch'esse sede di falde ma tra queste ed il Miliolitico è presente il produttivo (marne, calcari e carbone) non acquifero ed il Cixerri (ghiaie, sabbie, marne) del tutto impermeabili.

Nella storia delle miniere si ricordano alcune venute di acqua che, dopo le prime ingressioni, si esaurivano in breve tempo.

Nello sviluppo della miniera di Seruci, le gallerie di struttura hanno raggiunto i 400 m sotto il l.m., con una eduazione attuale di circa 30 l/s, di acqua termale (sino a 42°C) e non inquinata da venute marine, pur essendo il Mediterraneo distante solo una decina di chilometri dalle gallerie. Il telerilevamento ha individuato numerosi lineamenti termici ad anomalia positiva: il termalismo va correlato al gradiente geotermico (PERNA & TONELLI, 1986; TONELLI, 1994).

Alla ripresa delle miniere nel 1976, dopo l'abbandono di qualche anno prima, dovuto ad una forte venuta di acqua ed a problemi di natura economica, sono iniziati gli studi per stabilire l'origine, le portate e le modalità di circolazione.

La storia della eduazione delle vecchie miniere ed i nuovi studi avevano portato a supporre, sino dagli inizi dello studio, che le acque circolassero in sistemi carsici poco evoluti presenti nel calcare Miliolitico. Innanzi tutto le modalità delle occasionali invasioni di acqua dei lavori minerari con ingenti volumi ma di breve durata. Alcuni sondaggi spinti dal Produttivo verso il Miliolitico presentavano una curiosa particolarità: erano in connessione con cavità e reti di condotte, svuotate dalla originaria acqua di circolazione e trasformate ora in «cavità barometriche».

L'acqua è sostanzialmente neutra, poco mineralizzata, e la componente marina è molto limitata e dovuta verosimilmente ad acqua di impregnazione dei sedimenti. Sugli affioramenti del Miliolitico all'estremo NE del bacino sono presenti condotte carsiche, sia pure embrionali (FADDA et al., 1994).

Per consentire lo sviluppo della miniera era indispensabile la conoscenza dello schema della circolazione dell'acqua e dei volumi da edurre con l'approfondimento dei lavori minerari. Le indagini idrogeologiche e geochimiche hanno consentito di escludere apporti dal mare e dalle vecchie miniere.

Vi era poi il timore che potesse esistere una connessione idrogeologica tra il Miliolitico ed il sottostante Cambriano carbonatico posto sotto il Permo-Trias, che a nord, nell'Iglesiente, ed ad est, nella zona della miniera di Montega, è carsico ed ha grandi volumi di acqua. Esclusa anche questa eventualità si è realizzata la definitiva depressione del livello delle acque, potendo così accedere alla porzione di giacimento che stava sotto questo livello.

Le gallerie scavate erano quelle della struttura mineraria, per il trasporto all'esterno del carbone. In queste gallerie, che corrono per lunghi tratti nel Miliolitico, si sono finalmente potute vedere e studiare le condotte carsiche. Si tratta di una rete di piccole condotte, non accessibili all'uomo, e che sono im-

postate nei giunti di strato ed in un fascio di disturbi paralleli, in parte sinsedimentari, beanti o rivestiti da cristalli di calcite oppure completamente occluse da calcite e sedimenti interni carsici (fig. 17).

Lo schema evolutivo del carsismo del Sulcis è il seguente. Nel Luteziano-Cusiano si verifica la sedimentazione del Miliolitico, calcare molto puro, fossilifero. Segue la deposizione del Produttivo con i banchi di carbone. Il bacino è interessato da fenomeni di subsidenza con una tettonica sinsedimentaria dovuta a scivolamenti di strati. Il carsismo si imposta molto precocemente, già in fase di deposizione del Miliolitico e soprastante Produttivo.

L'abbassamento del Mediterraneo nel Miocene superiore accentua il carsismo, che tuttavia non raggiunge uno stadio di maturità. La larghezza delle condotte va da pochi centimetri a circa 1 m al massimo. Il banco di Miliolitico carsificabile è di soli 50 m ed è compreso tra sedimenti impermeabili. Circa a metà del Miliolitico è presente un sottile sill di comptonite che si segue, sempre nello stesso interstrato, per centinaia di metri nelle gallerie di struttura. L'acqua che entra nel complesso è sostanzialmente solo quella che può entrare attraverso gli affioramenti, molto modesti, della formazione, cui può aggiungersi una limitata percolazione lungo le faglie ed, attualmente, lungo i numerosi sondaggi esplorativi intestati in superficie.

Con il ripristino del livello del Mediterraneo nello Zancheano (Pliocene inf.) e con l'occlusione delle uscite a mare per sedimentazione, per vulcanesimo e per tettonica, la circolazione si arresta ed inizia la deposizione della calcite nelle condotte (V fase del carsismo dell'Iglesiente-Sulcis: Pliocene - Pleistocene).

La temperatura di formazione della calcite è a temperatura crescente da iniziali 37°C sino a 42°C; va rilevato che non si rinvergono mai speleotemi concrezionari vadosi (PERNA et al., 1994). Si tratta di cristalli di calcite mielata a «dente di cane» (scalenoedri) che ricordano moltissimo gli analoghi cristalli rinvenibili nelle miniere dell'Iglesiente.

Problema insoluto è il seguente: le sottostanti formazioni carbonatiche cambriane sono carsificate ed in quale misura? Le acque intrappolate sono dolci o salmastre? Si sono oblitterati tutti gli sbocchi di questi karst verso il mare? Certo è che questa formazione può costituire l'obbiettivo di una ricerca di acque profonde nel Sulcis, per utilizzi civili e/o industriali ed agricoli. La porzione di Cambriano carbonatico affiorante ad est di Carbonia è a luoghi mineralizzata a barite, fluorite e scarsi Pb+Zn ed è sede di un carsismo molto sviluppato che interessa anche la Miniera di Montega posta ad occidente di Carbonia.

Il carsismo nel carbonatico cambriano del Sulcis è tuttavia meno complesso di quello dell'Iglesiente, anche per il fatto che è nota solo la parte più alta dei sistemi carsici e non si scende a grande profondità con le miniere.

9. CARSISMO PROFONDO NELLE ALPI MERIDIONALI

Le Alpi Meridionali, sono costituite da una serie di calcari e dolomie, con modeste intercalazioni di marne ed intrusioni magmatiche, che poggiano su un basamento paleozoico di rocce metamorfiche, vulcaniche e granitiche. La serie sedimentaria, potente alcuni chilometri, è interessata dal carsismo.

Nella Pianura veneta, ai piedi delle Alpi meridionali calcaree, sono note vene di acque termali in tutta la fascia pedemontana (fig. 2): a Sirmione (Lago di Garda), ai Colli Euganei ad Abano Terme e Montegrotto Terme (Padova) e nella zona di Grado (Gorizia) e Monfalcone. Lo studio delle sorgenti termali dell'area di Padova ha consentito di riconoscere che si tratta di circuiti di acque meteoriche alpine, scese a grandi profondità ove acquisiscono elevate temperature e risalgono attraverso sistemi di fratture.

Queste acque termali sono note da millenni ma solo con i più recenti studi si va chiarendo la situazione idrogeologica (PICCOLI et al., 1976) (fig. 18).

Nel Messiniano il livello di base del carsismo nel settore occidentale era dato dal Lago Padano, dal Mediterraneo in quello orientale, con il livello di un paio di chilometri più basso dell'attuale livello marino; di conseguenza si è instaurato un carsismo profondo, messiniano, testimoniato dalla serie di sorgenti termali, indicate nella fig. 2.

Le conoscenze che si hanno di questo carsismo non derivano da esplorazioni dirette ma dallo studio idrogeologico di queste sorgenti termali, in particolare del distretto delle Terme di Abano e Montegrotto.

9.1. CARSISMO PROFONDO NELL'AREA TERMALE DI ABANO - MONTEGROTTO - BATTAGLIA TERME

L'origine delle acque termali del sistema termale euganeo-berico (sino 87°C), era definita «intercrustale e in parte juvenile» (BENE, 1963) ed il termalismo era correlato al vulcanesimo Paleogenico dei Colli Euganei.

Più recentemente, a seguito di uno studio approfondito (PICCOLI et al., 1976), viene messa in relazione con un circuito idrotermale con alimentazione meteorica nelle Alpi poste a nord: Piccole Dolomiti e Monti Lessini.

Le acque percorrono a grande profondità una distanza di 70-100 km (con un tempo non inferiore a 25 anni) e riemergono nella pianura in corrispondenza di faglie.

Sopra un basamento cristallino giace una spessa copertura (circa 2000 m) essenzialmente carbonatica, con intercalazioni di marne ed intrusioni di vulcaniti. I calcari e le dolomie dell'altopiano di Asiago e Tonezza, sono intensamente carsificate. Le emergenze sono poste ai piedi dei monti, sia nella Valsugana che

limita l'altipiano a N, che nella pianura veneta a S. Si tratta di acque carsiche fredde, dei sistemi carsici superiori. Parte delle acque percorrono ancora le condotte carsiche messiniane e scendono a grande profondità sotto la pianura. Le sorgenti termali di Abano erano localizzate lungo faglie; con lo sviluppo dell'area termale sono ora captate mediante sondaggi, entro i calcari e sotto la copertura recente.

Le analisi isotopiche mostrano che si tratta di acque meteoriche, in area di ricarica a quote maggiori di 1500 m s.l.m. e ricevono la loro salinità e temperatura dalle rocce attraversate. Lo schema di fig. 18 illustra perfettamente la situazione.

9.2. CARSIAMO PROFONDO NELL'AREA TERMALE DEL LAGO DI GARDA

Lo schema della circolazione di acque carsiche del distretto euganeo, si può applicare in tutta la pianura ai piedi delle Alpi Meridionali, dal Garda alla zona di Monfalcone-Grado.

Il Garda è il maggiore dei laghi italiani, con una lunghezza di 53,3 km ed un'area di 368 km² circa. È racchiuso in un bacino orientato NS ed impostato nella Linea del Garda, importante lineamento tettonico che delimita l'Alto di Trento ad Est, dal Bacino lombardo ad Ovest. Le rocce che delimitano l'area racchiusa dal Garda e dal proseguimento a Nord dell'asse vallivo (Valle del Basso Sarca e Valle del Laghi, orientate sempre NS) sono essenzialmente carbonatiche dal Trias al Terziario ed interessate al glacialismo quaternario che ha dato luogo all'imponente anfitreato morenico che si affaccia sulla Pianura padana e che racchiude a sud il lago.

L'origine dell'asse vallivo viene ricondotto all'essiccamento del Mediterraneo. Tutti i fiumi che scendevano dalle Alpi sbocavano nel Lago Padano con profondi canyons (BINI et al., 1978; FINK et al., 1978).

La valle del Basso Sarca ha una circolazione carsica profonda, da correlare alla evoluzione della valle. Le acque scendono a grande profondità per riemergere molto più a sud, anche nel lago, e con termalità elevata.

Le terme di Sirmione sono ubicate presso la punta nord della stretta penisola omonima all'estremo sud del lago. La Sorgente Boiola scaturisce alla temperatura di 69°C nel Lago di Garda a 300 m dalla sponda (TCI, 1936). Attualmente la captazione avviene tramite pozzi in terraferma.

L'origine di queste acque viene correlata (VUILLERMIN, 1978) ad un circuito idrotermale con ricarica sul Monte Baldo (la catena montuosa che racchiude il lago di Garda ad est) a quota tra gli 800 e 1200 m e risalenti attraverso un complesso di faglie e condotti carsici. Il termalismo è conferito dal gradiente geotermico a profondità di 2000 m cui giungono le acque.

È probabile che alla alimentazione contribuiscano i rilievi della Valle del Basso

Sarca, dalla Paganella al Monte Brento, catena caratterizzata da un carsismo molto accentuato, anche se le cavità sotterranee note sono poche.

Una galleria idroelettrica sotto il Monte Gazza (immediatamente a S della Paganella) ha incontrato un grosso corso d'acqua. Le prove di colorazione hanno sempre dato esito negativo evidentemente perché le acque scendono in profondità e non riemergono in Valle. All'altezza di Pietramurata-Dro vi sono sorgenti carsiche fredde permanenti e temporanee, alimentate dai sistemi carsici superiori, con portate dell'ordine del metro cubo/sec.

A seguito di una serie di rilievi da satellite, studi idrogeologici, rilievi geofisici, è stato individuato un lineamento termicamente attivo, a S di Dro (PERNA & TONELLI, 1987), trasversale alla valle.

9.3. CARSIAMO PROFONDO NEL VENETO ORIENTALE (VICENZA, GRADO)

La situazione esistente nella zona di Abano-Montegrotto-Battaglia Terme permane anche più ad est. Il campo idrotermale è stato individuato con il Pozzo Villaverla 1, ubicato a 12 km dalla città di Vicenza. Il pozzo, perforato per ricerche petrolifere, si dimostrò sterile per idrocarburi, mentre individuò le acque termali dolci a 70°C, nelle formazioni carbonatiche del Giurassico e nelle dolomie del Trias superiore.

Basandosi su questo dato e su opportuni studi geologici e geofisici, la joint venture AGIP-ENEL, perforò nel 1983 il pozzo Vicenza 1, ubicato alla periferia N della città.

Il pozzo, della profondità di 2150 m, ha attraversato alluvioni quaternarie e argille siltoso-sabbiose del Langhiano sino a m 334 da p.c. A questa quota vi è una lacuna stratigrafica e la serie riprende con calcari fossiliferi dell'Oligocene superiore, indi basalti e tufi basaltici dell'Oligocene medio-sup. La serie prosegue continua con i terreni cretaci noti nella zona, per entrare a 1371 m nei calcari micritici bianchi e calcari grigi argillosi con selce (Formazione del Biancone, Giurassico sup. - Cretaceo sup.).

Seguono da m 1757 a m 1800 i calcari nodulari rossastri della Formazione del Rosso Ammonitico (Giurassico medio-sup.). Da m 1800 a m 1904 attraversa i Calcari grigi di Noriglio (Giurassico inf.) indi da m 1904 a m 2150 la Dolomia principale del Trias superiore (VERDIANI, 1984).

La temperatura aumenta nell'intervallo m 1487-2150 da 68,7° a 72,0°C, l'acqua termale ha contenuto salino basso (circa 0,5 g/l), l'acquifero è costituito principalmente dai calcari e dalle dolomie del Giurassico - Trias inferiore.

La presenza di risorse idrotermali nel Veneto orientale è documentata nello studio di BARNABA, 1990.

10. ALTRI ESEMPI

Altri fenomeni di circolazione di acque dolci a grande profondità sono presenti in diversi siti dell'area mediterranea ma i dati che si possono trarre dalla bibliografia sono in generale insufficienti a correlarli al ciclo messiniano. Qui di seguito si espongono alcuni casi di possibili karst messiniani, tratti dalla bibliografia.

L'esempio di paleokarst petrolifero di Rospo Mare al largo di Pescara sembra vada riferito ad approfondimento per azione tettonica piuttosto che al livello del mare messiniano. La carsificazione viene fatta risalire al Cretaceo inf.-Miocene ed i depositi di riempimento sono datati del Miocene (DULCET et al., 1990).

Per il caso di San Nazario MAGGIORE & MONGELLI, 1991, notano che questa sorgente termale (27°C) è ubicata in area a basso gradiente geotermico. Sembra ovvio pensare alla risalita da karst profondi (fig. 19).

Uno degli indicatori di provenienza profonda è data dalla componente solfurea delle acque termali risalenti. Il ciclo dello zolfo, per azione batterica, mette in circolazione acidi forti ed anidride carbonica che sono potenti carsogeni. Si tratta di circolazioni molto profonde e che non possono essere correlate al modesto abbassamento del Mediterraneo nel Glaciale.

Spesso si invoca la correlazione con acque juvenili correlate al magmatismo, che tuttavia sono molto rare. La risalita di acque solfuree è verosimilmente spesso legata a karst messiniani profondi. Si ricorda qui l'esempio di S. Cesarea Terme e le innumerevoli sorgenti a mare nel Salento ed a Taranto, queste ultime non termali (ZORZI & REINA, 1962).

Altre manifestazioni di acque solfuree sono note al Promontorio di Palinuro, ove sono presenti la Grotta solfurea di Cala Fetente ed altre (FORTI, 1985).

Le molte acque termali presenti nella Toscana meridionale hanno una genesi complessa, non necessariamente da ricondurre al carsismo messiniano.

La Grotta di Movilé, in Romania è certamente connessa con il carsismo messiniano (CAMPANELLI, 1994). Nel 1986, nella fase di sondaggi per la costruzione di una centrale termica, venne scoperta questa grotta, priva di comunicazioni con l'esterno. Essa contiene due pozze di acqua termale a 20°C nelle quali sono presenti organismi viventi (46 specie di animali acquatici e terrestri) legati al ciclo dello zolfo.

L'acqua contiene acido solfidrico, che i batteri riducono a zolfo elementare, ricavando l'energia per fissare l'anidride carbonica per trasformarla in sostanza organica di partenza della catena alimentare (CAMPANELLI, 1994; PIAZZANO, 1992). La storia evolutiva della grotta, perfettamente sigillata dall'ambiente esterno, è connessa con il prosciugamento del Mediterraneo e conseguente abbassamento del livello delle acque del Mar Nero.

La Grotta di Movilé è pertanto una eccezionale testimonianza, che estenderebbe all'area del Lac Mer la presenza del carsismo messiniano.

Sarà qui solo il caso di accennare che la genesi dei giacimenti di zolfo siciliani è ascrivita alla azione dei batteri a spese dei gessi messiniani. Nelle miniere si sono incontrate cavità, dette «garbere» contenenti cristalli giganti di gesso e zolfo (LA PORTA, 1992).

Dalla bibliografia non è agevole ricavare dati probanti sulla presenza di un carsismo messiniano in altre aree del Mediterraneo, mancando dati certi. Per tale ragione si termina qui questa rassegna.

11. PROSPETTIVE: IL CARISMO MESSINIANO: GRANDE RISERVA DI ACQUE DOLCI E TERMALI NELL'AREA DEL MEDITERRANEO

Non è facile un esame della bibliografia per trarre ulteriori esempi di un carsismo profondo messiniano. È verosimile che reinterpretazioni e nuovi studi apportino prove a favore (o contro) questa ipotesi.

L'ipotesi del karst messiniano è una ipotesi di lavoro di grande fascino scientifico e notevoli implicazioni pratiche.

Il quesito che si pone è il seguente: il livello del Mediterraneo nel Messiniano ha determinato un abbassamento generalizzato del carsismo in questa area (sia pure con ovvie eccezioni) oppure il carsismo molto profondo ha origini diverse?

Si aprono comunque notevoli prospettive per gli enormi volumi di acque termominerali dolci o saline che i paleokarst racchiudono e che costituiscono una risorsa sia termica che idrica.

Il volume di acque intrappolate nei karst messiniani può essere enorme: valutando il coefficiente di immagazzinamento anche solo nell'ordine di grandezza dell'1+2% del volume della roccia interessata, si ottengono quantità di acque intrappolate colossali. Se poi la ricarica è ancora attiva, si hanno risorse inesauribili.

12. CONCLUSIONI

L'abbassamento del livello del Mediterraneo nel Messiniano è stato seguito da un generale abbassamento del reticolo idrografico e del livello di base del carsismo. L'afflusso improvviso di acque dell'Oceano Atlantico all'inizio del Pliocene (Zancheano) ha messo fine alla «crisi di salinità» ed ha determinato la ripresa della sedimentazione e la conseguente ristrutturazione del carsismo profondo.

Quando, a causa di sedimentazione e/o tettonica le vie di uscita di acqua nel

mare è stata impedita, si possono essere instaurate risalite di acque termali attraverso vecchi karst o lungo faglie.

Questi karst profondi hanno certamente delle notevoli differenze dai karst superficiali nella morfologia, nei depositi di riempimento e nella circolazione delle acque. È estremamente difficile lo studio dei karst molto profondi a cui si può accedere direttamente solo in casi del tutto eccezionali.

In questo lavoro sono state prese in esame una serie di situazioni di karst correlati con l'evento geologico del disseccamento del Mediterraneo e per i quali si propone il termine *carsismo messiniano* (*Messinian karst*).

La definizione di carsismo messiniano può essere la seguente: il carsismo messiniano si è instaurato a seguito dell'abbassamento del livello del Mare Mediterraneo nel Messiniano, con un profilo di equilibrio estremamente profondo. Il susseguente ripristino del livello marino nello Zancheano ha determinato modelli evolutivi diversi:

- A. il carsismo profondo può essere rimasto attivo, sia pure parzialmente (karst sotto falda);
- B. oppure può essersi obliterato del tutto a causa di depositi detritici e/o chimici o per faglia (olokarst fossile completo);
- C. infine, possono essersi aperti nuovi karst ad un livello più alto (nuovo ciclo con evoluzione inversa). In quest'ultimo caso poi il karst profondo può obliterarsi totalmente o rimanere parzialmente attivo.

Da un punto di vista idrogeologico si possono presentare diverse situazioni, condizionate dal nuovo equilibrio raggiunto:

1. le nuove condotte carsiche superiori convogliano tutte le acque, mentre quelle profonde sono state inattivate da depositi fisici e/o chimici e/o dalla tettonica. Esse contengono ancora acque intrappolate, che si sono messe in equilibrio termico ed idrogeochimico con le rocce carbonatiche. Costituiscono in tal modo notevoli giacimenti di acque dolci termali non rinnovabili se non più alimentate, rinnovabili se alimentate;
2. permangono le vie inferiori di connessione tra karst ed il mare, che entra e determina una circolazione a termosifone delle acque saline che si mescolano in varia proporzione con le acque carsiche, risalendo anche in superficie come acque a varia salinità. Le acque fossili saline costituiscono una riserva di acque termali.

Tra i vari problemi che si pongono il principale è quello delle tecniche di studio per raccogliere i dati. Va poi distinto un karst che sia stato oggetto di una dislocazione tettonica verso il basso da un karst messiniano. Innanzi tutto va precisato che la tettonica non necessariamente tende ad obliterare un karst.

Più ovvio che un karst che ha subito un sollevamento rimanga pervio anche se non più idricamente attivo. Nel Trentino vi sono sistemi carsici freatici posti in gruppi montuosi isolati a quota di quasi 2.000 m s.l.m. (almeno 1500 metri al di sopra livello carsico attuale), a seguito di innalzamento tettonico (Paganella, Trento, BINI et al., 1989). In Sardegna nell'Iglesiente vi sono evidenze di carsismo con vuoti che si sono conservati dall'Ordoviciano ad oggi.

Evidentemente i casi possibili sono molti: una tettonica disgiuntiva in linea di massima può rendere inattivo un karst ma non necessariamente obliterarlo. Per contro una tettonica compressiva tenderà a schiacciare i vuoti.

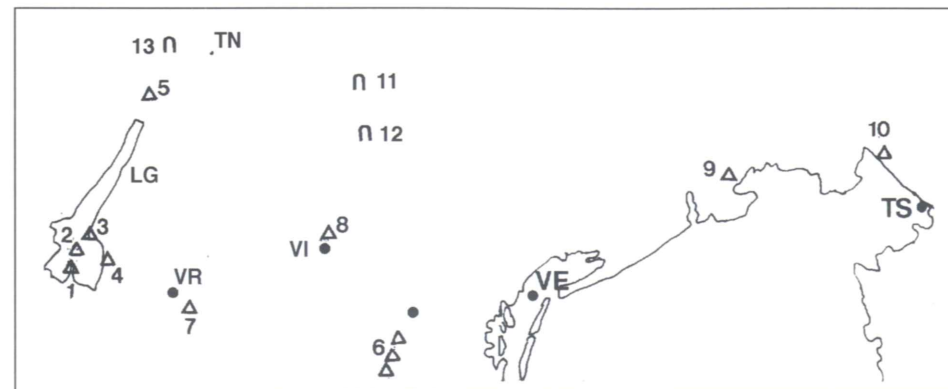
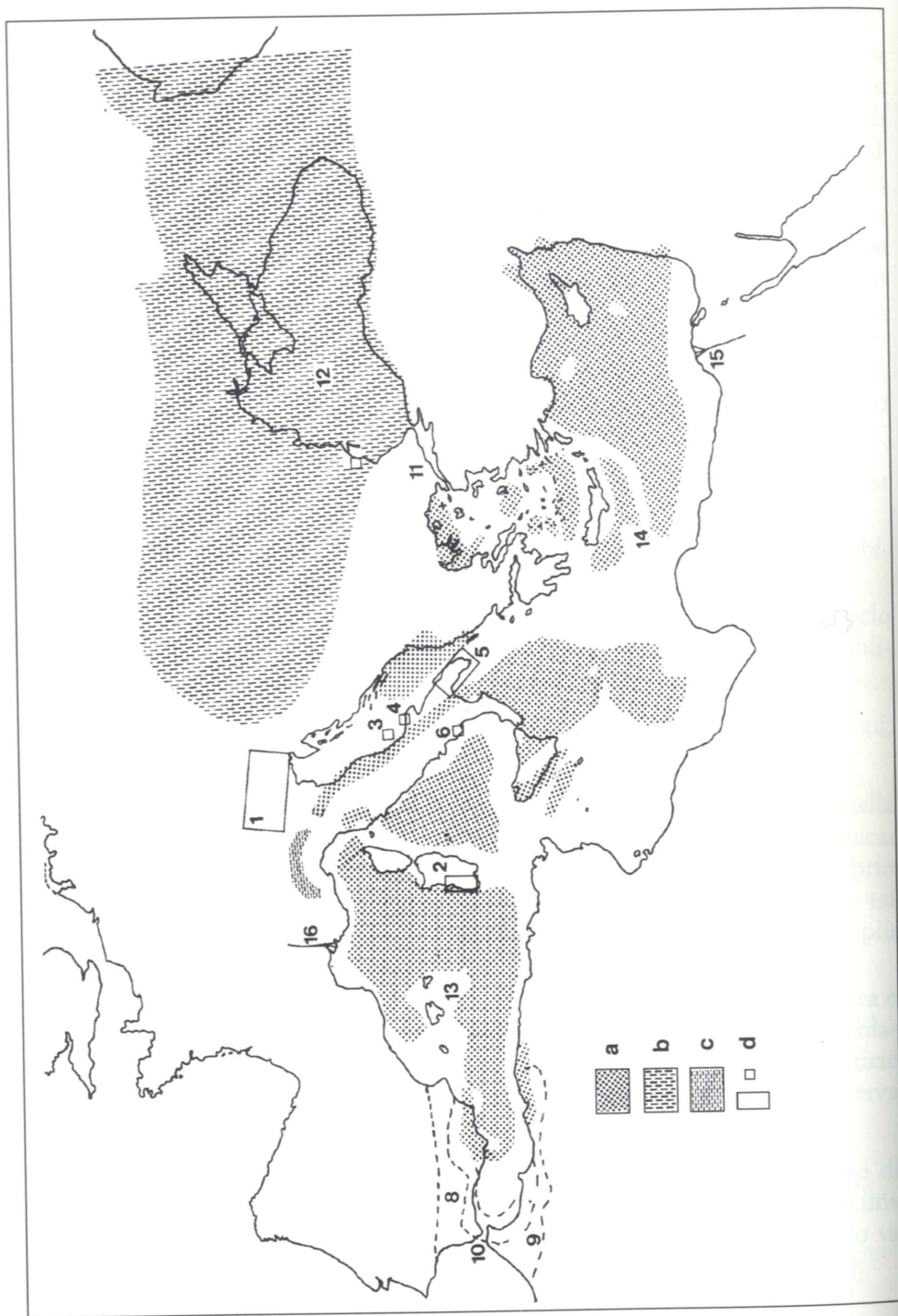


Fig. 2 - Prealpi venete.

Le sorgenti termali, indicate nella cartina, trovano alimentazione da karst profondi la cui ricarica è posta nella fascia carbonatica prealpina. Nel lago di Garda vi sono alcune venute di acqua termale; di recente è stata rinvenuta acqua termale in un sondaggio a Lazise, mentre nella Valle del Sarca il telerilevamento da satellite ha indicato un lineamento termicamente attivo nei pressi di Dro.

Venetian Prealps. The thermal springs, named in the map, are supplied from deep karst. Their recharge is located in the carbonatic belt of the Prealps. In the Garda Lake there are some thermal springs. Recently has been founded thermal water also in a drill hole near Lazise. Moreover the Remote Sensing from Satellite has founded a thermal line in the Sarca Valley near Dro town.

Località (Localities): TN = Trento; LG = Lago di Garda (Garda Lake); VR = Verona; VI = Vicenza; VE = Venezia; TS = Trieste.

Sorgenti termali (Thermal springs): 1 = Sirmione; 2 = Lago di Garda (Garda Lake); 3 = Capo S. Vigilio; 4 = Lazise; 5 = Centrale di Fies (Dro); 6 = Abano, Montegrotto, Battaglia Terme; 7 = Verona; 8 = Vicenza; 9 = Grado; 10 = Monfalcone.

Grotte (Caves): 11 = Grotta della Bigonda, Grotta del Calgeron; 12 = Grotta di Oliero; 13 = Grotte della Paganella.

Fig. 1 - Attuale Mediterraneo (Da CITA & CORSELLI, 1993, con modifiche).

Nel Messiniano non era aperto lo Stretto di Gibilterra; con la chiusura degli stretti Nord betico (8) e Sud Rifano (9), il Mediterraneo rimase isolato dall'Oceano Atlantico e si disseccò quasi completamente. E' indicata la estensione delle evaporiti, del Lago Padano e del Lac Mer.

Actual Mediterranean Sea. In the Messinian Age the Gibraltar strait was closed. With the closure of N Bethic and S Rifan straits the Mediteranean Sea was isolated from Atlantic Ocean and it dried almost completely. The extension of evaporites, Lake Padano and Lake Mer is indicated.

a. Evaporiti messiniane (Messinian evaporites); b. Lac Mer; c. Lago Padano (Po valley lake); d. Nomi elencati: 1. Prealpi venete (Venetians Prealps); 2. Sulcis Iglesiasiente; 3. Rospo mare; 4. Gargano; 5. Salento; 6. Capo Palinuro; 7. Movilé, Romania.

Nomi elencati (Names): 8. Stretto Nord Betico; 9. Stretto Sud Rifano; 10. Stretto di Gibilterra; 11. Stretto dei Dardanelli; 12. Mar Nero; 13. Mediterraneo occidentale; 14. Mediterraneo orientale; 15. Fiume Nilo; 16. Fiume Rodano.

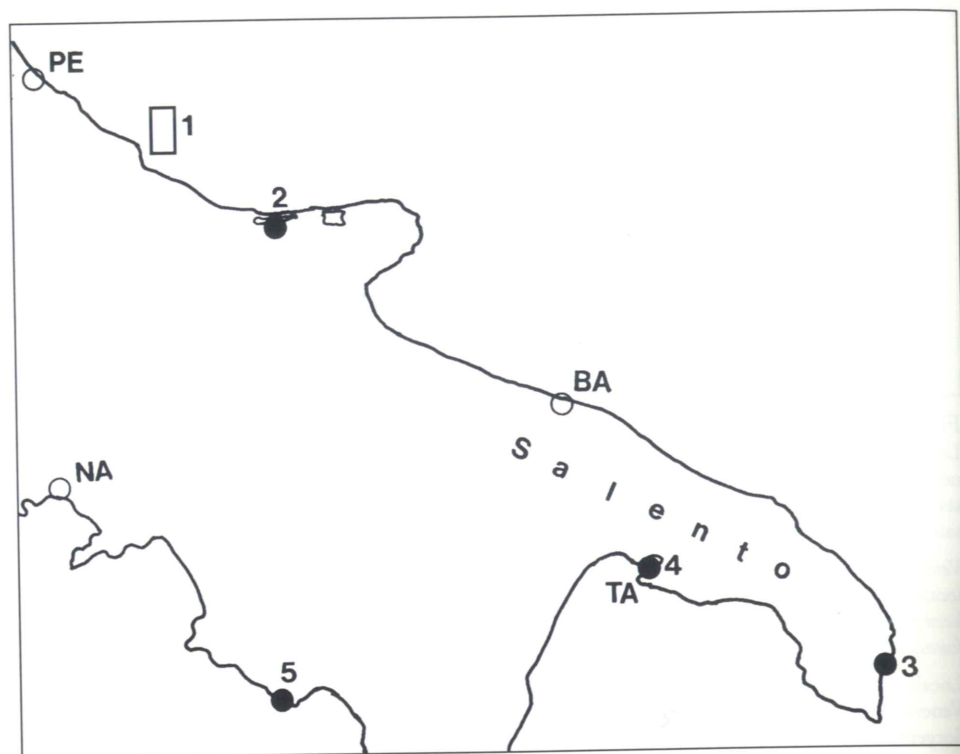


Fig. 3 - Italia meridionale.

Nel Salento sono presenti molte sorgenti sottomarine nel Mare Adriatico a S di Bari (BA) e nel Golfo di Taranto a Taranto (TA). A Santa Cesarea Terme (3) vi è risalita di acque solfuree profonde; lo stesso avviene nel Mare Tirreno a S di Napoli (NA), al Promontorio di Palinuro (5). Con 1 è indicato il campo petrolifero in karst di Rospo Mare; con 2 la sorgente termale di San Nazario.

Southern Italy. In Salento (Adriatic Sea, South of Bari) and in Taranto Gulf (Ionian Sea) there are a lot of submarine springs. Sulfidated waters are present at S. Cesarea Terme and in the Palinuro headland. 1. karstic oil deposit of Rospo Mare; 2. thermal spring of S. Nazario.

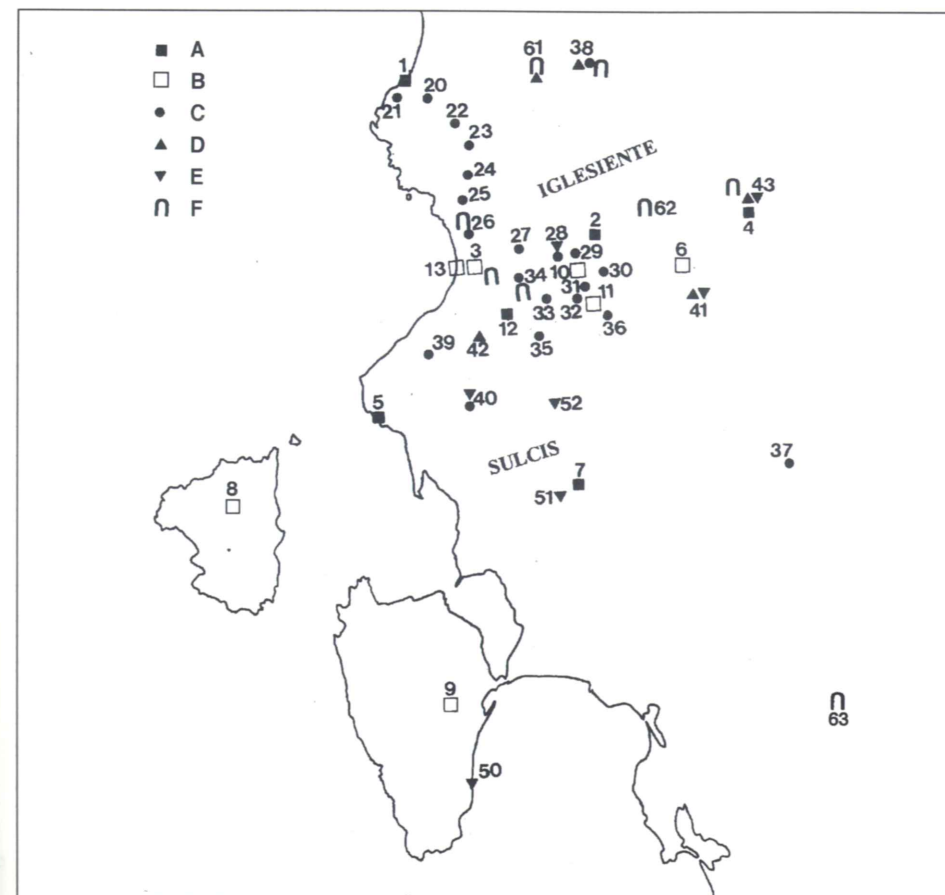


Fig. 4 - Sulcis Iglesiasiente.

- A) Città (Cities): 1. Buggerru; 2. Iglesias; 4. Domusnovas; 5. Portoscuso; 7. Carbonia; 12. Gonnese.
 B) Località (Name of places): 3. Campumari; 6. Guardia su Merti; 8. Isola di S. Pietro; 9. Isola di S. Antioco; 10. Foro Sonda; 11. Monte Barega; 13. Fontanamare.
 C) Miniere (Mines): 20. Malfidano; 21. Planu Sartu; 22. Scalittas; 23. Acquaresi - Tetto S. Marco - Marx; 24. Montecani; 25. Masua; 26. Nebida - Fortuna - Pozzo Ausiliario; 27. Monte Agruxiau - S. Marco; 28. Monteponi; 29. Tanas - Albasini; 30. Campo Pisano; 31. Cabitza; 32. Genna Luas - San Giorgio; 33. Seddas Moddizzis; 34. S. Giovanni; 35. Monte Onixeddu; 36. Barega; 37. Montega; 38. Gutturu Pala; Miniera di Monte Sinni; 39. Pozzi di Seruci; 40. Pozzi di Nuraxi Figus.
 D) Sorgenti (Springs): 41. Caputacguas di Villamassargia; 38. Gutturu Pala; 42. Funtana Morimenta; 43. Grotta di San Giovanni; 61. Su Mannau.
 E) Sorgenti termali (Thermal Springs): 50. Maladroxia; 51. Serbariu Miniera; 52. Caput Acguas di Barbusi; 41. Caputacguas (Villamassargia); 43. Grotte di S. Giovanni; 28. Miniera di Monteponi; 40. Miniera di Nuraxi Figus.
 F) Grotte (Caves): 61. Su Mannau; 38. Gutturu Pala; 43. S. Giovanni di Domusnovas; 34. S. Barbara; 26. Pfaff; 62. Cuccuru Tiria; 63. Is Zuddas.

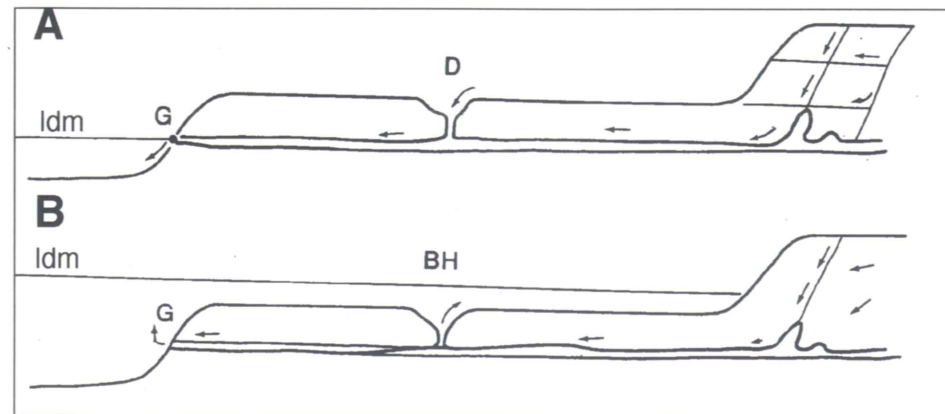
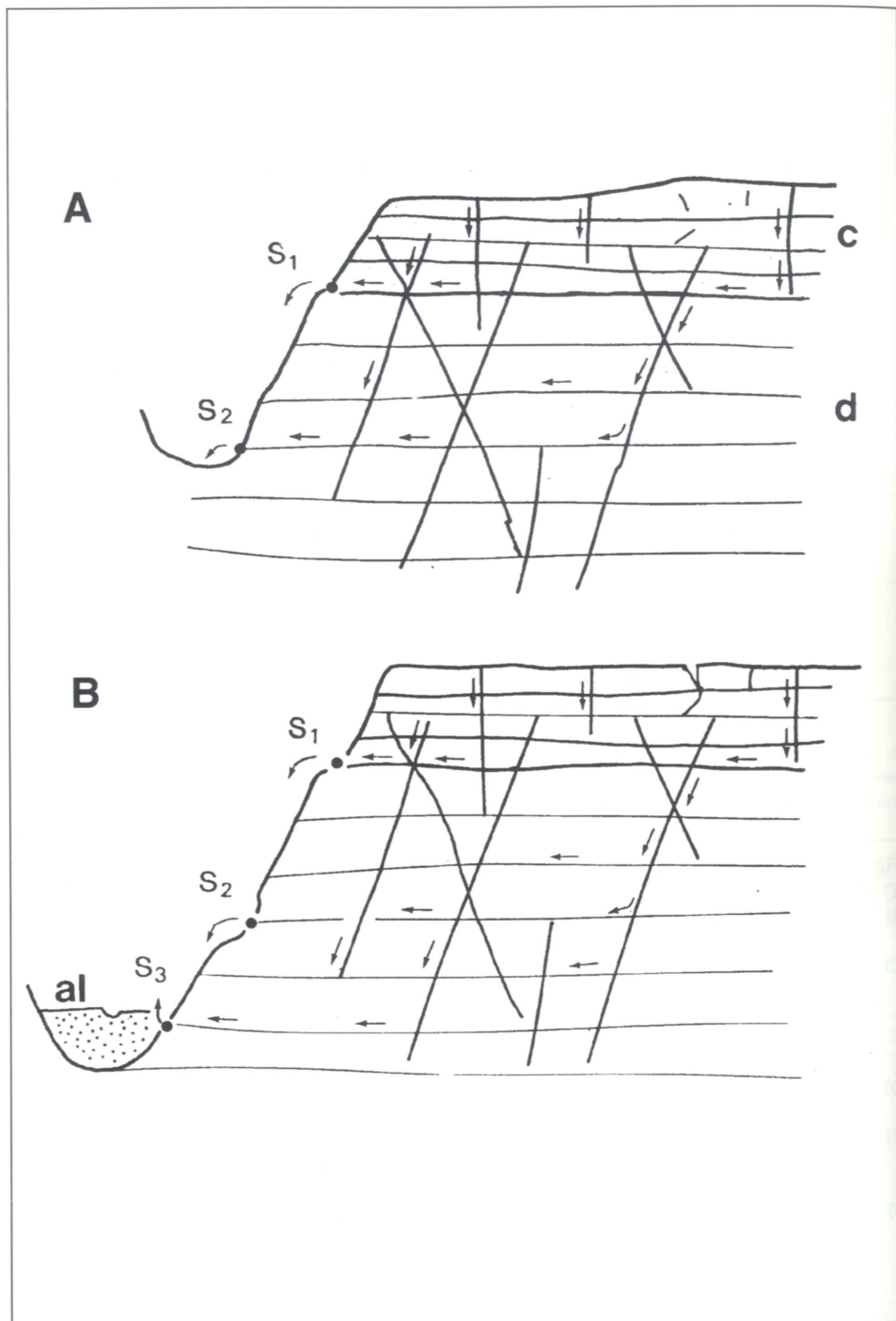


Fig. 6 - Carsismo anegato.

La risalita del livello marino, per deglaciazione, è dell'ordine di 100 m. Si formano, lungo costa, sorgenti di acque dolci o salmastre G, come avviene ad es. lungo le coste italiane in Puglia e sul golfo di Taranto. All'interno, la dolina D si trasforma in «blue hole», fenomeno frequente nell'isola di Andros, Barbados, Gran Bahamas e Yucatan in Centro America. Le stalattiti e stalagmiti presenti documentano la loro formazione in ambiente vadoso (Da CIVITA et al., 1989).

Drowned karst. The remount of the sea level, in the Post Glacial, (about 100 m) makes the presence of fresh and saline water springs (G) along the coast, like in Italy in Puglia, especially in Taranto Gulf. In the inner part the former dolina becomes a «blue hole» (like in Andros, Barbados, Gran Bahamas islands), and Yucatan (Central America). The presence of stalactites and stalagmites makes evidence of the vadose origin of the cave sistem.

← Fig. 5 - Evoluzione normale di un Karst.

Le acque assorbite dal massiccio carsico, costituito da dolomie (d) e calcari (c), attraverso fratture e giunti di strato pervengono alla sorgente S₁ (fig. A). Con l'approfondirsi della incisione valliva il carsismo si atesta ad un livello inferiore S₂, indi S₃ (fig. B). Con l'alluvionamento della valle la sorgente S₃ viene mascherata dai depositi detritici permeabili (al) (fig. B); tutti e tre i livelli permangono attivi.

Lo schema sintetizza la situazione presente in Valsugana, 37 km ad est di Trento. Nel sovrastante Altopiano dei Sette Comuni si aprono grandi sistemi assorbenti (Malga Fossetta) nei calcari giurassici molto puri (c), mentre più in basso è presente un complesso carsico con due grotte e sviluppo di oltre 25 km in Dolomia Principale (d). La bassa solubilità della dolomia viene incrementata dalla presenza di ioni magnesio (effetto Picknett). Ancora più ad est si incontrano, in analoga situazione, le Grotte di Oliero, con sorgenti carsiche di 14,4 mc/sec di portata media (ANTONELLI et al., 1993). Situazioni simili sono presenti anche nella Valle dell'Adige a sud di Trento.

Normal karst evolution. The absorbed metbeoric waters in the karst massif with dolomite (d) and limestone (c), arrive to spring S₁ (fig. A) from fractures and joints. While the valley is going to be deeper, the karstic level goes to an inferior level S₂, then S₃ (fig. B). With the alluviation of the valley, the S₃ spring is hided in permeable debris (al) (fig. B); all the levels are active. The schema represents the situation in Valsugana (37 km E from Trento). In the overhanging Sette Comuni high plain there are big absorbent systems (Malga Fossetta) in very pure Giurassic limestones. (C). Under the limestones there is a karstic complex in dolomite (Upper Trias), with two caves of total length of passages of 25 km. The low solubility of dolomite is increased from the Picknet effect. The same situation with big carstic springs is present in the Oliero outflow Caves (Valsugana) and Adige Valley, South of Trento.

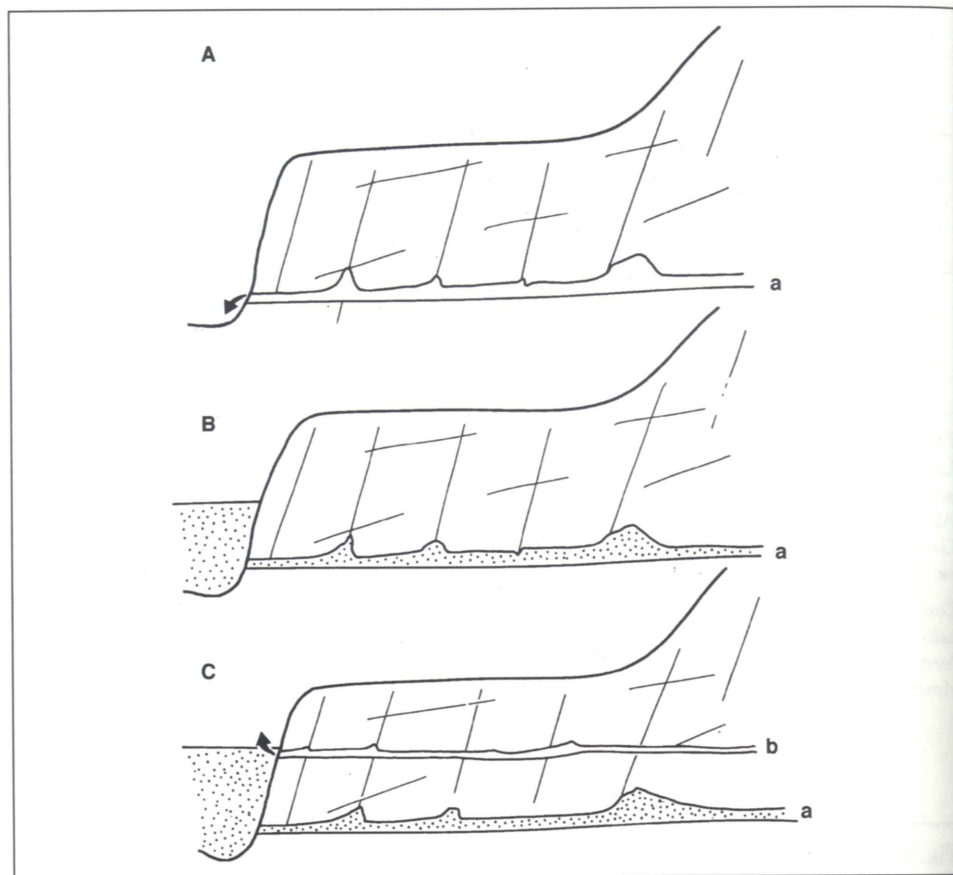


Fig. 7 - Evoluzione inversa di un karst (esempio di Cuccuru Tiria - Iglesias). Il sistema carsico si evolve dal Cambriano al Trias (A). Nell'Eocene-Oligocene, con la deposizione della Formazione di Cixerri si ha la oblitterazione del sistema (a) ad opera di sedimenti limosi ed argillosi impermeabili (B), per cui il nuovo ciclo carsico si evolve in modo del tutto indipendente ed ad un livello superiore (b). Il sistema inferiore (a) rimane parzialmente attivo a smaltire le acque di deflusso di magra mentre nel caso di piene si riattiva il sistema (b). E' possibile la connessione di questa grotta con un pozzo naturale posto in un affioramento di calcari cambriici in mezzo alla Valle del Cixerri a Guardia su Merti (quota +170 m s.l.m.), a sua volta forse in collegamento con la sorgente di Caputacquas di Villamassargia sul fianco S della valle. Qui vi erano due sorgenti una calda, la seconda fredda. Forse a seguito della eduzione da Monteponi, recentemente le sorgenti si sono prosciugate.

Inverted karst evolution (Cuccuru Tiria caves example, near Iglesias). The karstic system evolution continues from Cambrian to Trias (A). In Oligocene-Eocene, with the deposition of continental Cixerri Frm., we have the occlusion of the (a) system due to silt and clay impermeable sediments (B), so that the new karstic cycle develops in an independent way and in a (b) upper level. The (a) low system remains partially active and it drains the low groundwater discharge. In case of flood the (b) system is restored. It is possible a connection between this cave and a pothole located in a Cambrian limestone outcrop in the middle of the Cixerri valley (Guardia su Merti, 170 m above s. l.). This pothole is perhaps in connection with the Villamassargia spring, on the south side of the valley. Here there were two springs: the first was thermal water, the second cold. Probably due to the lowering of water table at Monteponi, recently the springs dried.

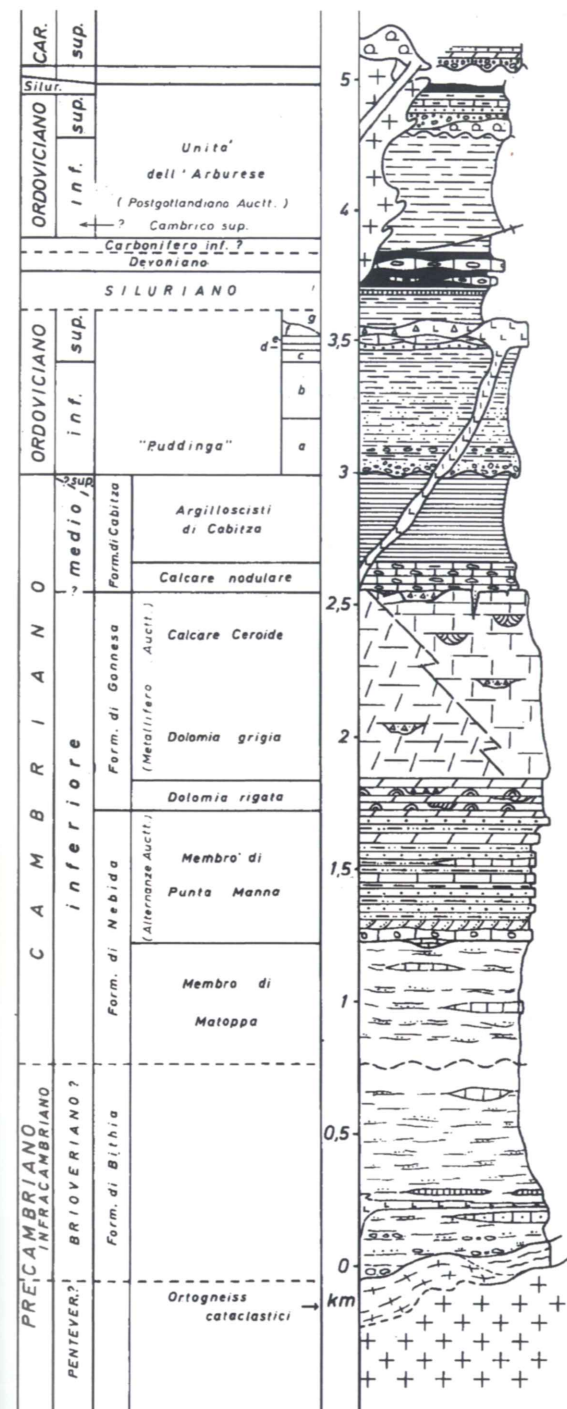


Fig. 8 - Serie stratigrafica paleozoica dell'Iglesiente (Da CIVITA et al., 1983).

Nell'estremo SW della Sardegna affiora la Formazione di Bithia (lambi di unità litostratigrafiche pre-cambriane), sopra le quali si sviluppa il complesso di terreni sedimentari cambro-ordoviciani del Sulcis e dell'Iglesiente.

Paleozoic stratigraphic serie of Iglesiasiente. In the extreme part of SW Sardinia the Bithia Formation (Pre-Cambrian) outcrops, on which lies the Paleozoic sedimentary sequence of Sulcis Iglesiasiente.

Formazione di Nebida: arenarie ed arenarie con intercalazioni calcaree in alto (sandstones and sandstones with limestones interbedded); Formazione di Gonnesa (Gonnesa Frm.): dal basso in alto Dolomia rigata (bedded dolomite), Dolomia grigia (grey dolomite) e Calcare ceroide (waxy limestone). Formazione di Cabitza: Calcare nodulare ed argilloscisti (nodular limestone and schist). L'Ordoviciano è rappresentato da un conglomerato trasgressivo (Ordovician: trasgressive conglomerate): «Puddinga».

Scisti di Settiballas

Granitoidi tardo-ercinici

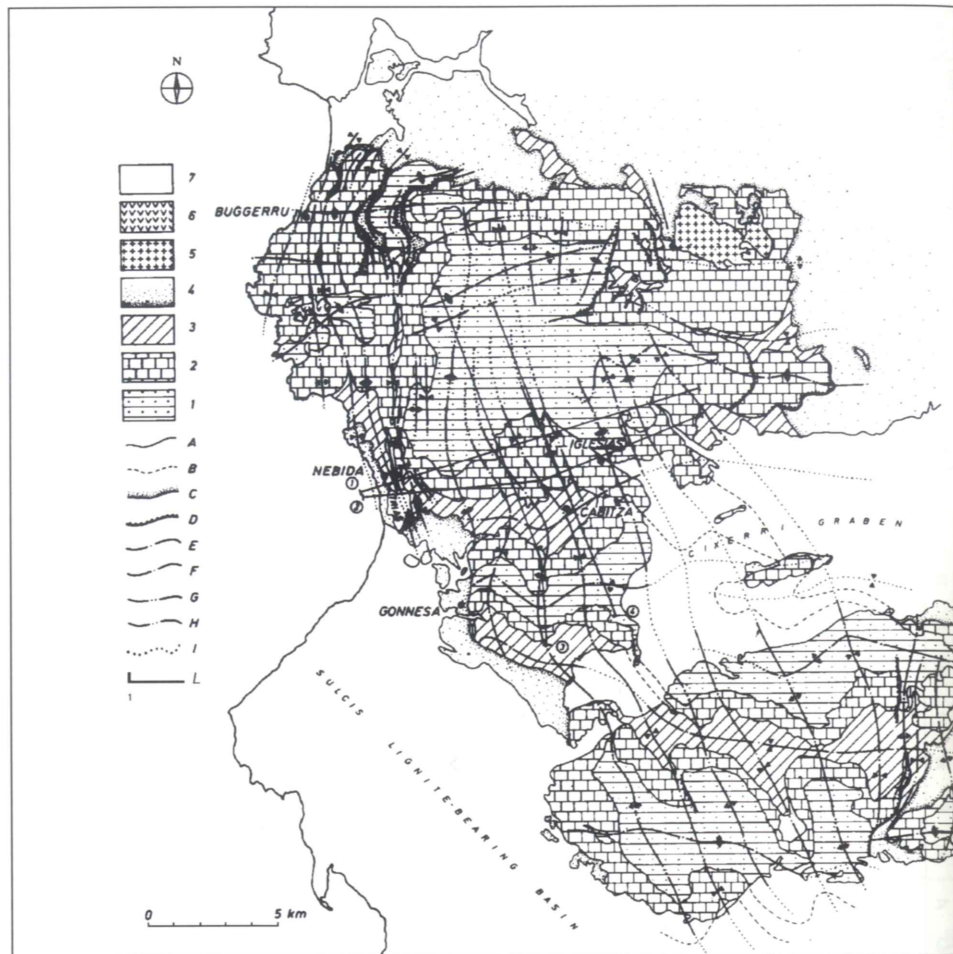


Fig. 9 - Schema geologico dell'Iglesiente (Da FORTI et al., 1986).

1) Formazione di Nebida (Cambriano inf.): «Arenarie»; 2) Frm. di Gonnese (Cambriano inf): dolomia rigata, dolomite grigia, calcare ceroidi; 3) Frm. di Cabitza (Cambriano medio-sup.): calcari nodulari ed argillosisti di Cabitza; 4) Ordoviciano: Conglomerato, siltite ed argillite («puddinga») e calcari ad Orthoceras (Siluriano); 5) depositi post Hercinici.

A) Contatti geologici definiti; B) Contatti geologici supposti; C) Discordanza cambro-ordoviciano; D) Contatto tettonico; E) traccia di asse anticlinale E-W; F) Traccia di sinclinale E-W; G) traccia di sinclinale N-S; H) Traccia di sinclinale N-S; I) Traccia assiale approssimativa.

Geologic map of Iglesiente. 1. Nebida Formation (Lower Cambrian): «sandstones»; 2. Gonnese Frm. (Lower Cambrian): bedded dolomite, grey dolomite, waxy limestone; 3) Cabitza Frm (Middle-upper Cambrian): Nodular Limestone and Cabitza shale; 4) Ordovician: Conglomerate, siltite and argillite deposits («puddinga») and Orthoceras-bearing limestone (Silurian); 5) Late Hercynian granites; 6) Porphyries (Permian); 7) Post-Hercynian deposits.

A) Definite geologic contact; B) Inferred geologic contact; C) Cambrian-Ordovician unconformity; D) Tectonic contact; E) E-W anticlinal axis trace; F) E-W synclinal axial trace; G) N-S anticlinal trace; H) N-S synclinal axial trace; I) Approximate axial trace.

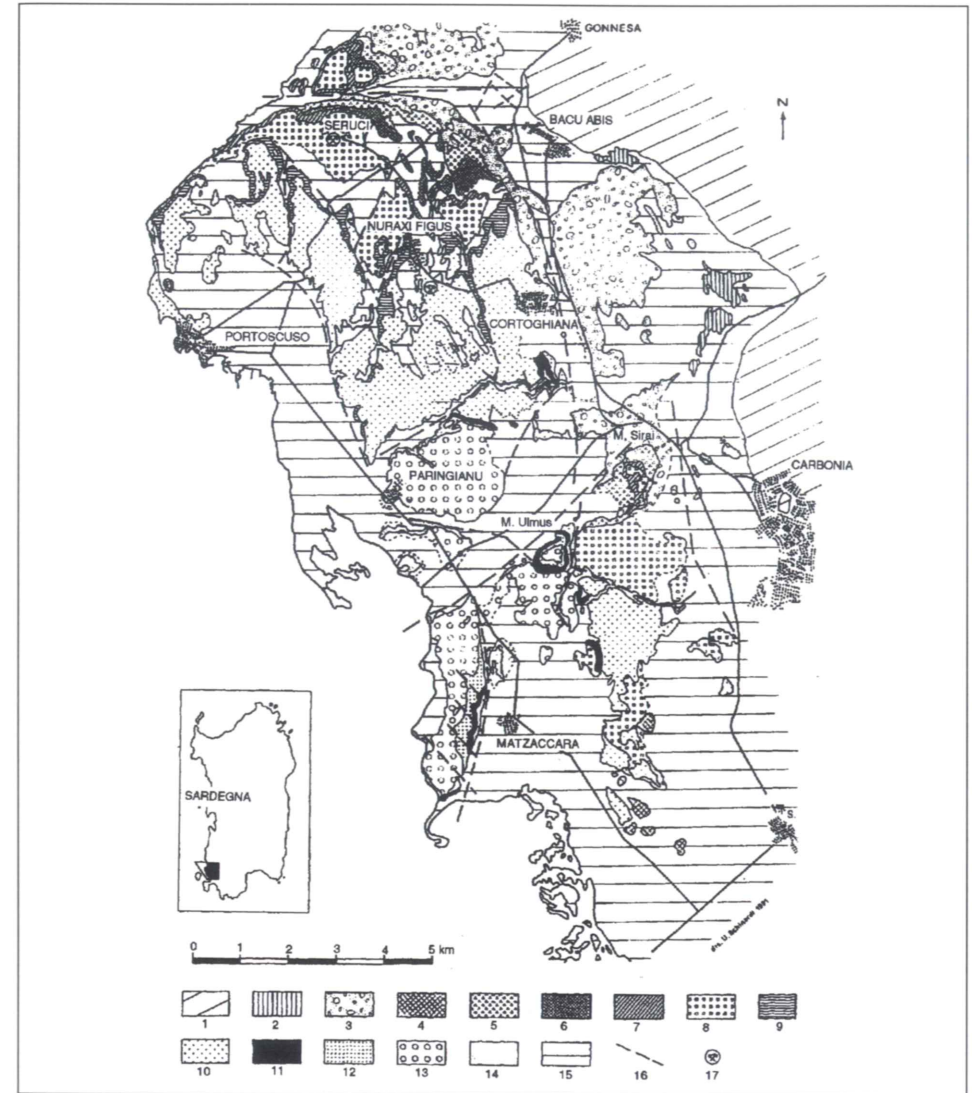


Fig. 10 - Schema geologico del settore settentrionale del Sulcis (FADDA et al., 1994).

1) basamento paleozoico Cambro-Siluriano; 2) Affioramenti eocenici; 3) Formazione del Cixerri; 15) Formazioni recenti; 17) Miniera di Monte Sinni (Seruci e Nuraxi Figus). VULCANITI: 4) Andesiti, andesiti basaltiche e basalti Oligo-Miocenici; 5) Unità di Corona Maria; 6) Unità di Lenzu; 7) Unità di Acqua sa Canna; 8) Unità di Seruci; 9) Unità di Conca Is Angius; 10) Unità di Nuraxi; 11) Comenditi; 12) Unità di Monte Ulmus; 13) Unità Paringianu; 14) Unità Serra Paringianu; 16) Faglie.

Geological map of Northern part of Sulcis. 1. Paleozoic basement (Cambrian-Silurian); 2) Eocenic outcrops; 3) Cixerri Formation; 4) Olocenic Formations; 17) Monte Sinni Mine (Seruci Mine and Nuraxi Figus Mine). VULCANITES: units (see above); 16) Faults.

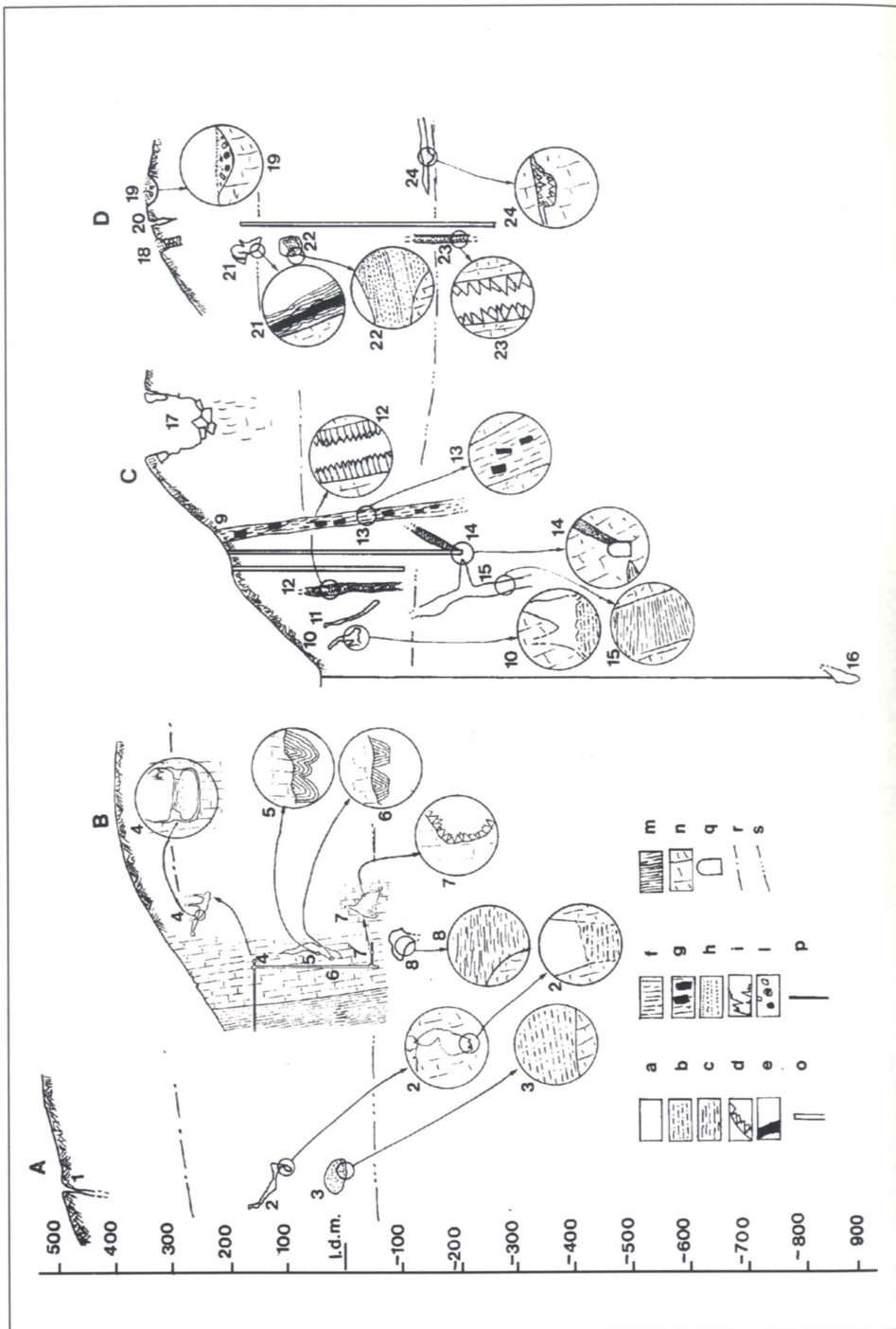


Fig. 11 - Schema dei karst nelle miniere dell'Iglesiente.

a = vuoto (void); b = fanghi (silt, clay); c = acqua (water); d = grandi cristalli di calcite (big calcite crystals); e = grandi cristalli di barite (big barite crystals); f = concrezioni calcitiche (calcite dripstones); g = argilliti eoceniche con carbone (Eocene clays with coal); h = sabbie (sands); i = stalagmiti e stalattiti (stalagmites, stalactites); l = giacimenti con barite, galena argentifera, quarziti, (ores with barite, argentiferous galena, «quartzites»); m = scisti cambrici (Cambrian schists) n = calcari cambrici (Cambrian limestones) o = pozzi minerari (shafts); p = sondaggio (drilling); q = camera pompe (pumping plant); r = livello originale della falda (original water table); s = attuale livello della falda (actual water table).

A. ACQUARESI. Sono presenti in superficie inghiottitoi (1) con recapito delle acque in miniera, nella quale sono state individuate ed esplorate cavità verticali: Abisso Dumper (2) con il fondo occluso da limi rossi non consolidati. Più in basso una enorme cavità suborizzontale ad ovale era riempita da limi, dello stesso tipo, in «zona Marx» (3).

A. ACQUARESI. Water sinks are present on surface (1) in connection with the below Acquaresi mine; in this mine were founded and explored some natural shafts: Abisso dumper (2) with the bottom occluded by non consolidated red silt. Deeper a big subhorizontal and oval chamber was filled of the same type of silt (in «area Marx» of the mine) (3).

B. NEBIDA-MASUA. Il Pozzo minerario Ausiliario e le vecchie strutture in sotterraneo, hanno consentito di seguire la evoluzione dei karst da una quota di +200 a -50 circa. Le grotte poste in alto (4. Grotta della camera argani) hanno morfologia carsica consueta, con gallerie e pozzi con speleotemi costituiti da stalattiti, stalagmiti ecc. Vi sono vaschette di livello ora asciutte. In profondità si presentano cavità (5, 6) con concrezioni gluteiformi tipiche di zone passate da vadose a freatiche. Queste concrezioni, verso il basso, sono corrose (6). A livello - 50 si incontrano numerose crevasse (cavità in genere chiuse) prodotte dagli acidi forti di alterazione dei solfuri del giacimento (7), con megacristalli di calcite, di frequente corrosi. Al di sotto esistono ancora cavità allagate (8).

B. NEBIDA-MASUA. The shaft «Ausiliario» and the old galleries and shafts of the mine, allowed to see the karst evolution from +200 to -50 m. The caves located in the upper levels («Mine hoist chamber caves») have normal karst morphology, with tunnels and shafts with speleothems (stalactites and stalagmites). There are also rimstone pools, actually dried. In the deeper levels there are some caverns (5, 6) with pendent formations, typical in zones first vadose and then phreatic. In the deeper levels these speleothems are corroded (6). At the -50 level there are a lot of crevasses (closed cavities), made by strong acids, derived from alteration of the sulfide minerals of the ore (7), with big calcite crystals, often corroded. Below there are some more flooded cavities (8).

C. MONTEPONI. Esistono intercalari di scisti cambrici (9) associati a karst riempiti da argille eoceniche con frammenti di carbone eocenico (13), cavità a sviluppo prevalentemente verticale attive, precedenti all'abbassamento delle acque (10. Gran sorgente e 11. Galleria +8), crevasse (12) riempite parzialmente o totalmente da calcite cristallina bianca, cavità verticali (14) riempite talvolta da sedimenti stratificati. Le venute di acqua marina e dolce dal basso avvengono in corrispondenza di un karst verticale molto profondo (15) che, probabilmente, prosegue in basso come frattura nell'impermeabile di base. Vi sono infine crevasse isolate, di morfologia imprecisata, incontrate a grande profondità (16) da sondaggio.

C. MONTEPONI. Intercalaries of Cambrian schists (9) and karst with Eocene coal (13) are present. We have also shaft caves, active before lowering of the waters (10. Gran sorgente and 11. Galleria +8), crevasses (12), filled totally or partially with white crystalline calcite, wells (14) sometimes filled with bedded sediments. Marine-fresh water springs from low occurred in a very deeper vertical karst (15), that probably goes on as a fracture in the impermeable basement. Then there are isolated crevasses of unknown morphology, founded at a big deep, in a drill (16).

D. SAN GIOVANNI. In superficie si hanno cavità a sviluppo verticale (20), ed orizzontale permo - triassiche (18, 19) riempite da depositi chimici e fisici (arenarie, barite, galena argentifera) con copertura di «quarziti» ed arenarie triassiche (19). Poco sopra il livello originario delle acque vi è la Grotta di Santa Barbara (21), con concrezioni calcitiche antiche ricoperte da barite triassica in cristalli tabulari, coperta a sua volta da concrezioni calcitiche attuali. Sotto vi è la Grotta Santa Barbara 2', con riempimenti di limi e sabbie (22). In profondità si incontrano crevasse (23) con megacristalli di calcite e condotte carsiche attive (24), con cristallizzazioni di calcite.

D. SAN GIOVANNI. In the surface there are influent caves and horizontal Permo-Triassic caves (18, 19), filled with chemical and physical deposits (sandstone, barite, argentiferous galena) covered by «Quartzites» (quartzites) and Triassic sandstones. (19) Only a little above original water table, there is Santa Barbara cave (21), with ancient calcitic speleothems covered with Triassic barite in tabular crystals, covered again with actual calcitic speleothems. Below, there is another cave (Grotta Santa Barbara 2), filled with silt and sand (22). In the deeper part there are crevasses (23) with big calcite crystals and active passages (24), with calcite crystallizations.

Nel complesso nell'Iglesiente è presente un carsismo polifasico, evoluto e molto interconnesso. La tettonica, i riempimenti sia chimici che fisici ed i setti di scisti hanno suddiviso il complesso carsico cambrico in una serie di «serbatoi semidipendenti». L'abbassamento delle acque, creando notevoli differenze di pressione, ha provocato spesso la rottura di diaframmi e lo stasamento di condotte con venute improvvise di grandi volumi di acqua nella miniera.

So in Iglesias there is a polyphasic, evolved and interconnected karst. The tectonic and the fillings either chemical than physical and the schists septa have divided the Cambrian karst complex in some semidependent reservoirs. The lowering of the waters caused differences of pressure and often ruptures of diaphragms, fillings and the reopening of channels with sudden inrush of water in the mine.

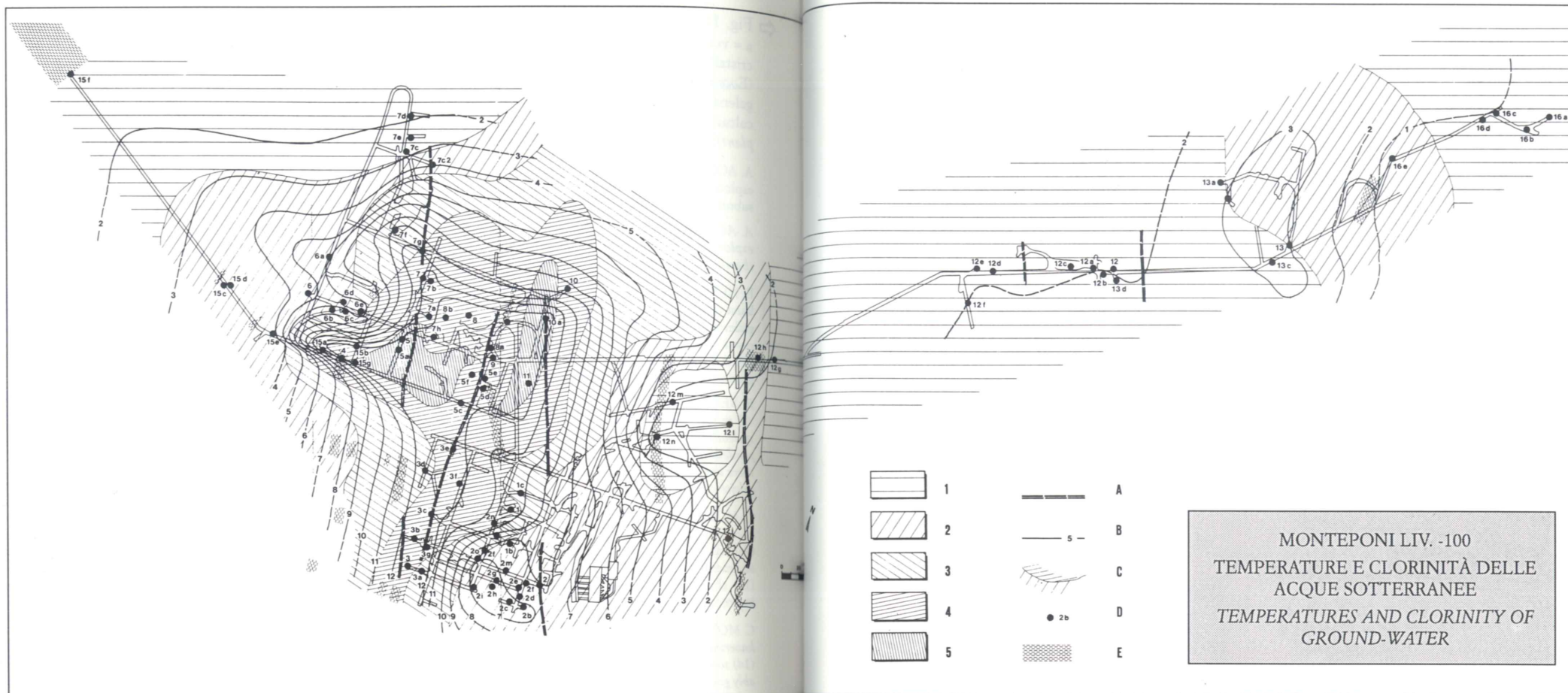


Fig.12 - Temperature e clorinit  delle sorgenti sotterranee al livello -100 della Miniera di Monteponi (Da CIVITA et al., 1983).

Sono riportate le due gallerie verso E (Monte Agruxiau) ed W (Tanas). La salinit  e la temperatura decrescono dal centro verso gli estremi.

Intervalli di temperatura: 1: <19°C; 2: 19-20°C; 3: 20-21°C; 4: 21-22°C; 5: >22°C

A: Principali fratture; B: isoclorine (valori in g/l Cl⁻); C: Isotherme (valori in °C); D: Punto di campionamento e di misura delle acque, con relativo numero distintivo; E: Principali setti scistosi impermeabili).

Temperatures and chlorinity of mine springs at level -100 of the Monteponi mine. In this plane is drafted at E the gallery to Monte Agruxiau, at W the Tanas Gallery. T and Cl decrease from center to periphery.

Groundwater temperature intervals: 1: <19°C; 2: 19-20°C; 3: 20-21°C; 4: 21-22; 5: >22°C

A: Main fractures; B: Isochlorine contour lines g p l Cl⁻); C: Isothermal contour lines (°C); D: Sampling and gauging point and distinctive number; E: Main impervious schisty septas.

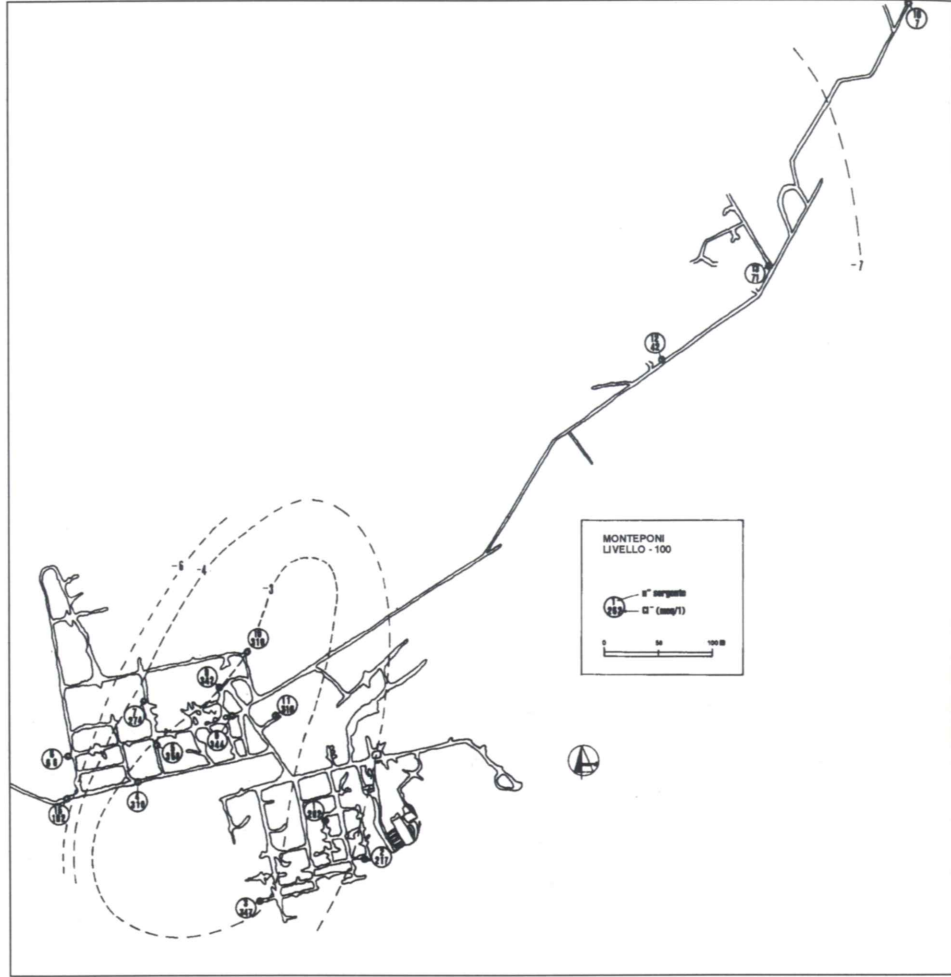


Fig. 13 - Linee isodelta $\sigma^{18}O$ per le acque del livello -100 della miniera di Monteponi (Da CIVITA et al., 1983)
 $\sigma^{18}O$ contours for the waters from -100 level of the Monteponi mine.

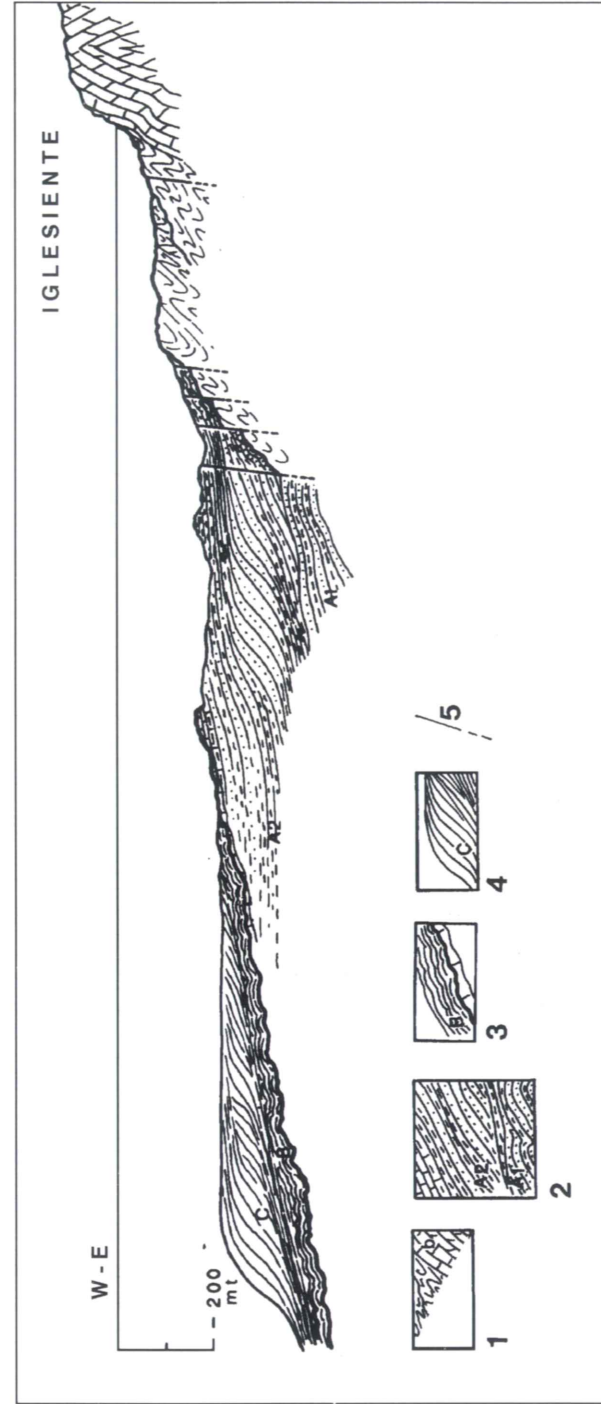


Fig. 14 - Sezione geologica W - E al largo dell'Iglesiente (Da LECCA et al., 1986).
 Sezione geologica schematica da interpretazione di profili sismici ad alta risoluzione, al largo dell'Iglesiente e integrate con conoscenze a terra. Si nota la presenza di sedimenti post messiniani lungo la costa di Fontanamare. Sono questi sedimenti (assieme agli scisti cambrici) che occludono le vie di ingresso dal mare alla Miniera di Monteponi nella falda superiore. L'ingressione avviene attraverso la falda cambrica inferiore, affiorante al largo, ed ancora pervia. Si veda anche la fig. 16.
 1) Rocce paleozoiche: serie cambro-devoniana; 2) Unità A1 e A2 (Miocene); 3) Corpo acusticamente sordo D (litotipi competenti della discordanza messiniana) sovrantato dalla unità B (Pliocene inferiore); 4) Unità C (progradazione plio-quaternaria); 5) Faglie.
 Schematic geologic section, derived from the interpretation of high-resolution seismic profiles offing Ilesiente and from land data. On the Fontanamare coast there are Post Messinian sediments. These sediments, and the Cambrian shales stop the ingress from the sea to Monteponi mine in the upper nappes. The ingress is possible in the inferior cambrian limestone, from an area in the deeper sea. See also fig. 16.
 1) Paleozoic: Cambrian to Devonian sequence; 2) A1 and A2 Units (Miocene); 3) Acoustically deaf body D (competent lithotypes of Messinian unconformity) overlain by Unit B (Lower Pliocene); 4) Unit C (Pliocene - Quaternary prograding sequence); 5) Faults.

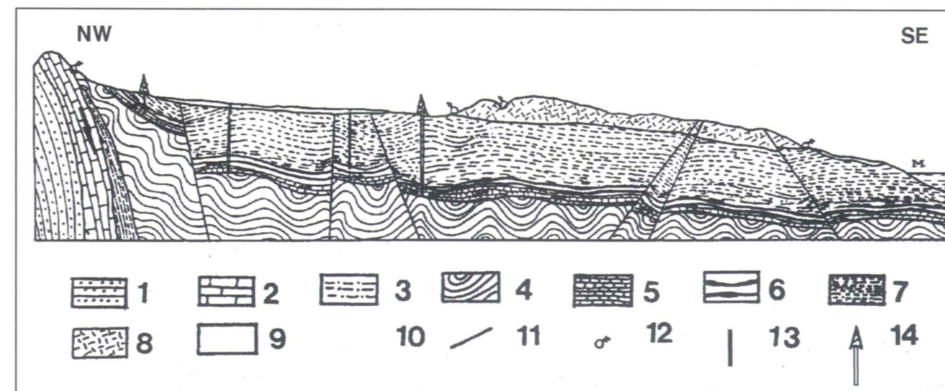
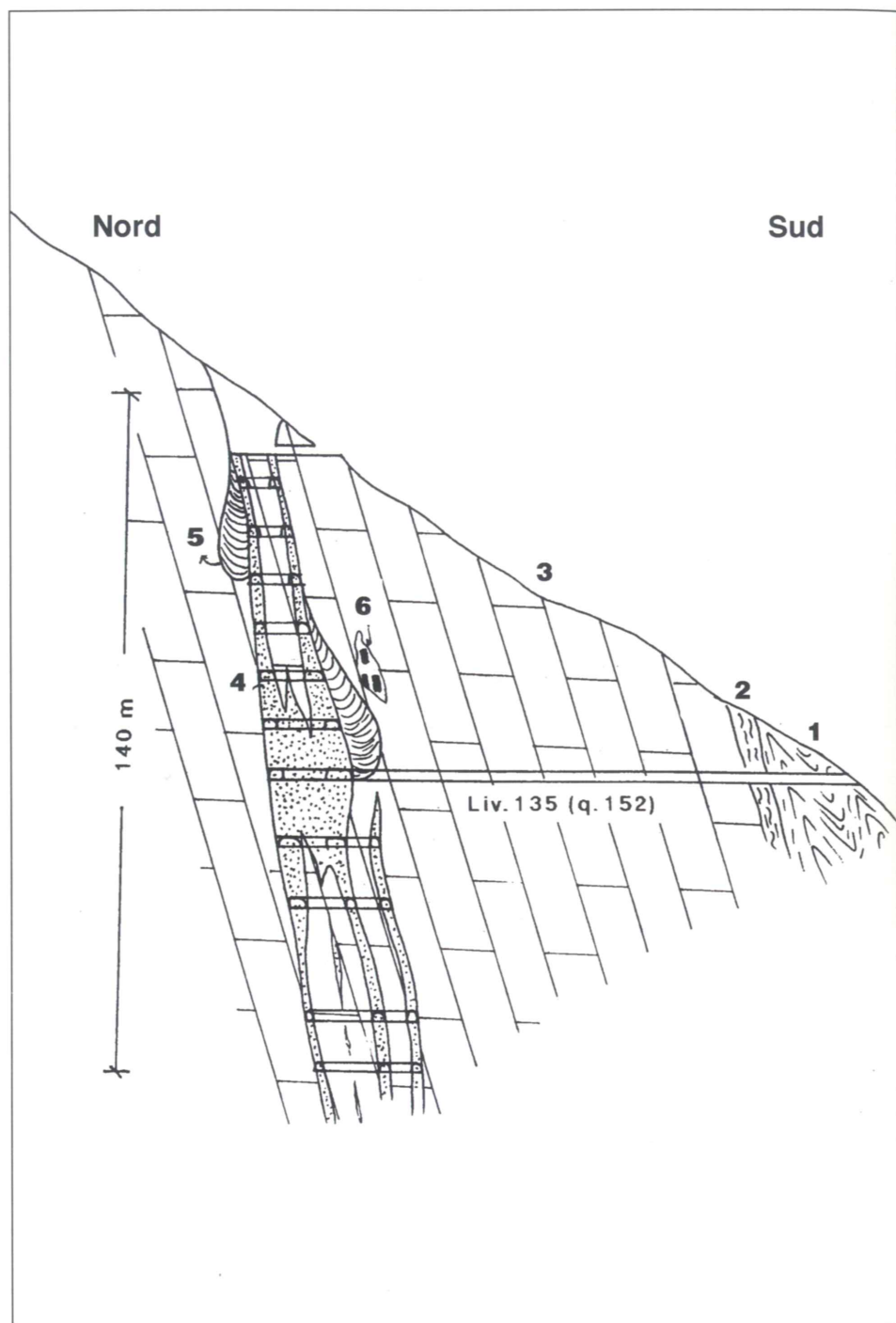


Fig. 16 - Sezione idrogeologica del Sulcis. *Hydrogeological section of Sulcis* (Da CIVITA et al., 1990)

1. Arenarie cambriane (*Cambrian sandstones*); 2. Calcari e dolomie cambriane (*Cambrian limestones and dolomites*); 3. Scisti e calcari nodulari cambriaci (*Cambrian schists, nodular limestones*); 4. Sedimenti continentali permo-triassici (*Continental Permo - Triassic sediments*); 5. Calcare a miliolidi carsificato (*Karstic Miliolidi limestone*); 6. Giacimento di carbone (*Coal*); 7. Formazione del Cixerri (*Cixerri Fm.*); 8. Complesso vulcanico (*Volcanites*); 9. Alluvioni quaternarie (*Quaternary alluvium*); 10. Faglie (*Faults*); 11. Sorgenti (*Springs*); 12. Direzione di flusso delle acque nel Miliolitico e nel Cambrico (*Direction of waters in «Miliolitico» and Cambrian limestones*); 13. Sondaggi (*Wells*); 14. Pozzi (*Shafts*); M. Mare (*sea*).

Fig. 15 - Sezione schematica del filone Gianni, nella Miniera di Barega (Da PINTUS, 1980).

Nella miniera di Barega sono stati coltivati grandi corpi minerali a barite, connessi a fenomeni di carsificazione del complesso carbonatico cambrico. Nel filone Gianni sono presenti karst con carbone eocenico (6). Da S a N si incontra la serie cambrica (rovesciata), con gli scisti (1), calcari nodulari (2) e dolomie gialle epigenetiche cambriche (3). Associate alle mineralizzazioni baritiche (4) vi sono argille residuali violacee (5) con lembi di carbone (Eocene).

Ancora più chiara è la connessione tra carsismo ed il giacimento baritico presente nel «filone Scrapper» della miniera di Barega, grande corpo minerario baritico completamente coltivato che si mostra oggi come una cavità carsica a pozzo, con le pareti concrezionate e già riempite da barite detritica e chimica. La mineralizzazione termina in basso sopra un vuoto giacente a sua volta sopra un livello di argille. A S è presente una faglia con riempimento di argille e con frammenti di carbone eocenico. Un sondaggio verso il basso non ha trovato né il proseguimento del giacimento né presenza di falda acquifera sino al livello -30 s.l.m.

Schematic section of the Gianni vein, in the Barega mine. In the Barega mine are exploited some barite ores, connected with karstification of the Cambrian carbonatic rocks. In the Gianni vein are present karst with Eocene coal (6). From S to N we meet the Cambrian serie of rocks (overturned), with schist (1), nodular limestones (2) and yellow epigenetic dolomites (3). Associated to barite ore (4) there are residual violet clays, with pieces of coal (Eocene).

The Interconnection between karst and barite deposit is more clear in the «Scrapper vein», in the Barega mine. It is a big ore body, totally exploited: now we may see a karstic shaft, with calcitic concretions on the walls and formerly filled of chemical and detritic barite. In the bottom the ore ends in a void. This void is placed on a roof of clay. In the South part is present a fault with clay and fragments of Eocene coal. A vertical drill until -30 above sea level didn't find ore or water table.

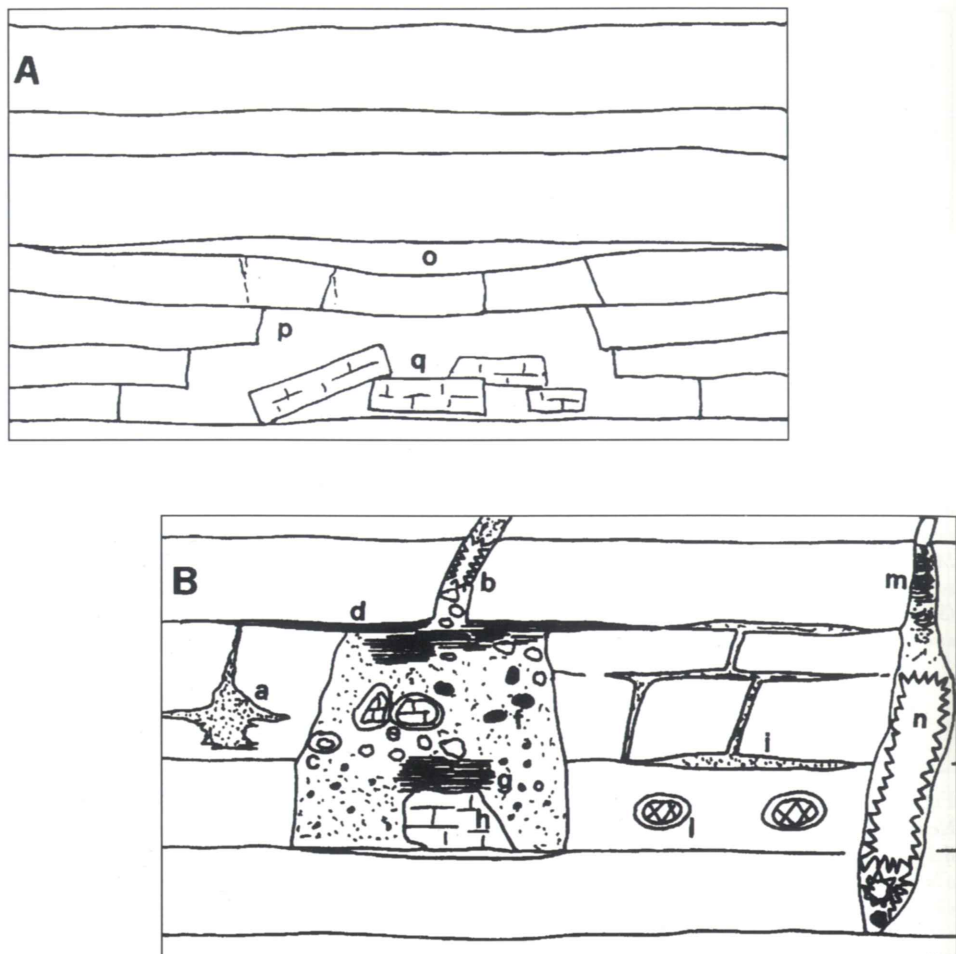


Fig. 17 - Karst nel Calcare a Miliolidi della Miniera di carbone di Seruci.

A, B. Esempi di condotte carsiche incontrate con la Galleria di Struttura (400 m sotto l.m.).

a. karst totalmente riempito di sedimenti; b. condotta carsica con cristalli di calcite, attiva; c. clasto calcareo rivestito di calcite; d. giunto di strato riempito di calcite laminare; e. clasti carbonatici rivestiti di calcite; f. clasti di carbone; g. calcite spatica; h. grosso clasto calcareo; i. giunti di strato riempiti di sedimenti interni; l. tubi, riempiti di calcite, oppure vuoti; m. calcite aciculare; n. condotta carsica tappezzata di calcite; o. vuoto di collasso; p. cavità vuota con blocchi (q) franati.

Karst in the Miliolidi limestone Frm. (Eocene) in the coal mine of Seruci.

A., B. Examples of karst crossed in the Galleria di Struttura (400 m below s.l.).

a. karst completely filled with sediments; b. karst with calcite crystals, open; c. limestone clast, covered with calcite; d. joint filled of calcite laminae; e. limestone casts covered with calcite; f. coal clasts; g. spar calcite; h. big calcite clast; i. joints filled with internal sediment; l. tubes, calcite filled, or void; m. acicular calcite, n. tube, covered with calcite crystals; o. collapse void; p. void cavity with fallen (q) blocks.

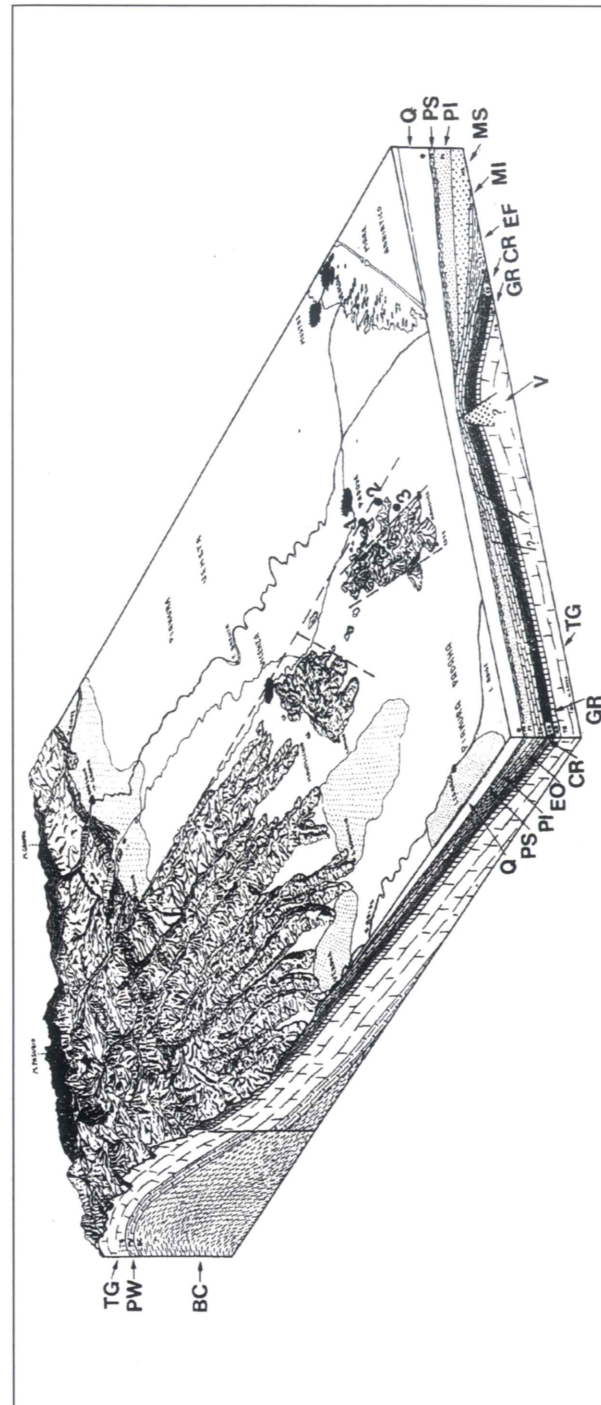


Fig. 18 - Schema idrogeologico dell'area idrotermale di Abano, Montegrotto, Battaglia Terme (Da PICCOLI et al., 1976). Stereogramma geologico del Veneto occidentale, con le zone di alimentazione (nelle Prealpi) e di affioramento del circuito idrotermale (nell'area dei Colli Euganei, a SW di Padova).

Hydrogeologic schema of the Abano, Montegrotto, and Battaglia Terme hydrothermal area. Geologic stereogram of Western Veneto, with zones of alimentation (in Prealpi) and outcrop of thermal circuit (Euganei hills, SW of Padua)

BC = basamento cristallino (cristalline basement); PW = Permoweverfiano (arenarie, calcari, dolomie, gessi) (sandstones, limestones, dolomites, gypsum); TG = Trias e Giuresse (calcari e dolomie) (limestones and dolomites); GR = Giuresse (Calcari nodulari del Rosso ammonitico) (Nodular limestones of Rosso Ammonitico Frm.) CR = Cretaceo (calcari del Biancone e Scaglia rossa) (Biancone limestones and Scaglia Rossa Frm.); EO = Eocene ed Oligocene (calcari nummulitici) (nummulitic limestone); EI = Eocene inf. e medio in facies di flysch (flysch); MI = Miocene inf. (calcari e marne) (limestones and marls); MS = Miocene medio-sup. (Facies clastiche) (clastic facies); PI = Pliocene inferiore (sabbie) (sands); PS = Pliocene sup. (sabbie e argille) (sands and clays); Q = Quaternario (depositi marini costieri ed alluvioni) (marine coastal sediments and alluvium); V = Corpi eruttivi (eruptive bodies); f = faglie principali (main faults).

1. Abano; 2. Montegrotto; 3. Battaglia Terme.

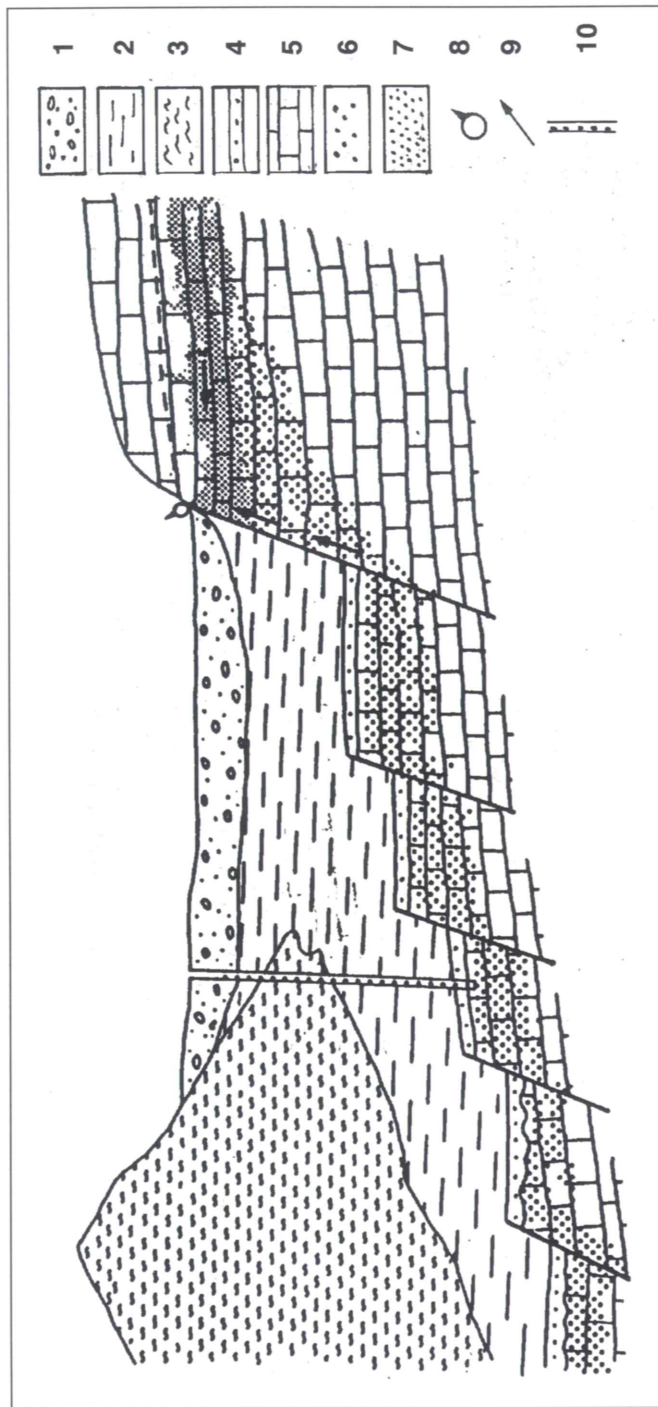


Fig. 19 - Sorgente di San Nazario (Puglia) (Da MAGGIORE & MONGELLI, 1991).

Sezione trasversale idrogeologica con indicato il sistema idrotermale nei calcari mesozoici e miscelazione tra acque risalenti dagli orizzonti profondi del Gargano.

1. Ghiaie e sabbia (Quaternario); 2. Argilla (Pliocene medio-superiore); 3. Flysch prevalentemente argilloso (Miocene-Tardo Cretaceo); 4. Calcareni (Pliocene-Miocene); 5. Calcari mesozoici; 6. Calcari con acque dolci; 7. Calcari con acque saline; 8. Sorgente di San Nazario; 9. Direzione di flusso; 10. Pozzo.

San Nazario spring (Apulia, Italy).

Schematic hydrogeological cross section showing the thermal water circulation system in Mesozoic limestones and the mixing between waters flowing from deep horizons and from Gargano.

1. Gravel and sand (Quaternary); 2. Clay (Middle-Upper Pliocene); 3. Flysch prevalently clayed (Miocene-Late Cretaceous); 4. Calcarentes (Pliocene-Miocene); 5. Mesozoic limestones; 6. Fresh water in limestones; 7. Salt water in limestones; 8. San Nazario Spring; 9. Flow direction; 10. Well.

13. BIBLIOGRAFIA - REFERENCES

- ALVISI M., COLANTONI P. & FORTI P., 1994 - Grotte marine d'Italia. Atti Conv. SPELEOMAR 91. *Mem. Ist. It. Speleologia*, Ser. II, 6, 154 pp., Bologna.
- ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PRA' A., ZAMPIERI D. & ZANOVELLO G., 1993 - Some aspects of karst flow in two large basins of the venetian Pre-Alps (Northern Italy). The possibility of the control, running and use of water resources. *Intern. Karst Symp.*, Shiraz, Iran, 14 pp., 7 ff., Shiraz.
- ANTONELLI R., FABBRI P. & SEDEA R., 1987 - Alcune osservazioni geologiche ed idrogeologiche sul sottosuolo di Montegrotto Terme (Colli Euganei). *Mem. Sci. Geol.*, 39, pp. 235-243, 5 ff, Padova.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F., 1977 - The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretation. *L'Industria Miner.*, 28, pp. 367-402, ff. 23, tt. 1, Roma (English translation).
- BARNABA P.F., 1990 - Considerazioni geologiche sul sottosuolo e sulle risorse idrotermali della zona di Latisana-Foce del Tagliamento (Province di Udine e Venezia). *Mem. Sci. Geol.*, 42, pp. 343-359, 10 ff., 2 tt., Padova.
- BECHSTÄDT T. & BONI M., 1993 - Sedimentological, stratigraphical and ore deposits field guide of the autochthonous Cambro-Ordovician of Southwestern Sardinia. *Serv. Geol. d'Italia, Mem. Carta Geol. d'It.*, 2 voll. 434 pp., ill., carte geologiche, Roma.
- BENEDETTI E., 1963 - Considerazioni sul bacino idrotermale euganeo (Abano e dintorni). *Giornale Geol.*, s. 2, 31, pp. 27-37, Bologna.
- BERTORINO G., CABOI R., CAREDDA A.M., CIDU R., FANFANI L., SITIA R., ZANZARI A.R. & ZUDDAS P., 1981 - Le manifestazioni termali del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). *Periodico Mineral.*, 50, pp. 233-325, Roma.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M., 1978 - Southern alpine lakes. Hypothesis of an erosional origin related to Messinian entrenchment. *Marine Geology*, 27, pp. 271-288, ff. 8, Amsterdam.
- BINI A., BORSATO A. & ISCHIA N., 1989 - Morfologia ed evoluzione della Grotta Cesare Battisti (La Paganella, Trento). Atti 9° Conv. Reg. Speleol. Trentino-Alto Adige, pp. 41-77, ff. 34, *Natura, Alpina*, 42, 1989, Trento.
- BINI A., CREMASCHI M., FORTI P. & PERNA G., 1988 - Paleokarstic fills in Iglesias (Sardinia, Italy): Sedimentary processes and ages. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 1988, pp. 149-161, 11 ff.
- BÖGLI A., 1965 - The role of corrosion by mixed water in cave forming. In: *Problems of Speleological Research*, pp. 125-131, Czech. Acad. Science, Prague.
- BONI M., 1986 - The Permo-Triassic vein and paleokarst ores in southwest Sardinia: Contribution of fluid inclusion studies to their genesis and paleoenvironment. *Mineral. Deposita*, 21, pp. 53-62, ff. 6, Heidelberg.
- BORTOLOTTI C., 1905 - Fenomeni carsici e giacimenti metalliferi nell'Iglesiente. *Mondo Sotterraneo*, 2 (2), pp. 29-32, Udine.

- CAMPANELLI M., 1994 - Dove il sole non è indispensabile. *Le Scienze* 307, pp. 11-12, 1 ff., Milano.
- CIGNA A.A., 1978 - A classification of Karstic phenomena. *Intern. Journal of Speleology*, 10 (1), pp. 3-9.
- CITA M.B., 1970 - Mediterraneo, Miocene (voci). *Enciclopedia EST*, vol. 7, Mondadori, Milano.
- CITA M.B., 1973 - Mediterranean evaporite: paleontological arguments for a deep-basin desiccation mode. Messinian events in Mediterranean, pp. 206-223, ff. 8, tt. 4, *Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen*, Amsterdam.
- CITA M.B. & CORSELLI C., 1993 - Messiniano: vent'anni dopo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 49, pp. 145-164, 12 ff., Roma.
- CITA M.B., FOLLIERI M., LONGINELLI A., MAZZEI R., D'ONOFRIO S. & BOSSIO A., 1978 - Revisione di alcuni pozzi profondi della Pianura Padana nel quadro del significato geodinamico della crisi di salinità del Messiniano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, pp. 297-316, 4 ff., 5 tt., Roma.
- CIVITA M., COCOZZA T., CUCCU L., FORTI P. & PERNA G., 1989 - Evoluzione inversa di un karst: un esempio dell'Iglesiente (Sardegna Sud-Occidentale). *Atti XV Congr. Naz. Speleol.*, pp. 301-317, ff. 8, Castellana Grotte.
- CIVITA M., COCOZZA T., FORTI P., PERNA G. & TURI B., 1983 - Idrogeologia del Bacino minerario dell'Iglesiente (Sardegna Sud Occidentale). *Mem. Ist. It. Speleologia*, ser. II, 2, 137 pp., 15 tt., 1 Carta Geol., 1 Carta Idrogeol., Roma.
- CIVITA M., COCOZZA T., FORTI P., PERNA G. & TURI B., 1986 - Identification of groundwater flow parameters of karstic aquifer in the mining district of Iglesias (Sardinia - Italy). *Comm. European Communities*, Rep. EUR 10572 EN, 56 pp. ff.19, Brussels.
- CIVITA M., FORTI P., PERNA G. & TURI B., 1988 - Interactions between Pb-Zn Mine of Gutturu Pala and local Groundwater resources (Fluminese, Sardinia, Italy). *Karst Hydrogeology and Karst Env. Protection*. pp.1083-1088, ff. 4, Guilin, China.
- CIVITA M. & PERNA G., 1984 - Relazione sulla venuta d'acqua al livello -200 della Miniera di Monteponi, sulle prove idrodinamiche e sullo svuotamento. *Relazione inedita*.
- CIVITA M., PERNA G., TONELLI A. & TURI B., 1990 - Idrogeologia ed idrogeochimica delle acque termali di Nuraxi Figus (Sulcis, Sardegna Sud Occidentale). *Atti Conv. Idrogeol., Chimica, Ingegneria delle acque minerali fredde e termali*, pp. 115-123, ff. 3, Trento.
- CIVITA M., PERNA G., & TURI B., 1994 - Idrogeologia. In: Il bacino carbonifero del Sulcis. Geologia, idrogeologia e miniere, pp. 73-105, ff. 8, *Carbosulcis*, Cagliari.
- COCOZZA T. & GANDIN A., 1976 - Età e significato ambientale delle facies detritico-carbonatiche dell'Altopiano di Campumari (Sardegna Sud-occidentale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, pp. 1521-1540, ff. 11, Roma.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I., 1974 - Schema stratigrafico strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, pp. 85-186, 76 ff., 1 Carta geol., 1:750.000, Roma.
- CORTECCI G., FONTES J.CH., MAIORANI A., PERNA G., PINTUS E. & TURI B., 1989 - Oxygen, sulfur, and strontium isotope and fluid inclusions studies of barite deposits from the Iglesias-Sulcis mining district, Southwestern Sardinia, Italy. *Mineral. Deposita*, 24, pp. 34-42, ff. 7. Heidelberg.
- DAMIANI A.V. & MORETTI A., 1969 - Italian Thermal and Mineral Springs. *23 Int. Geol. Congr.* 18, pp. 87-98, ff.1, Praga.
- DE VIVO B., MAIORANI A., PERNA G. & TURI B., 1987 - Fluid Inclusions and Stable Isotope Studies of Calcite, Quartz and Barite from Karstic Caves in the Masua Mines, Southwestern Sardinia. *Chem. Erde*, 46, pp. 259-273, ff. 4, Jena.
- DULCET A., CAZZOLA C. & MARINELLI S., 1990 - Il Campo di Rospo Mare: un esempio di paleokarst petrolifero. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, pp. 783-789, ff. 6, Roma.
- FADDA A., OTTELLI L. & PERNA G., 1994 - Il bacino carbonifero del Sulcis. Geologia, Idrogeologia, Miniere. 144 pp, ill, tavv., Carta Geol., Carta Idrogeol., Carta Min. 1:25.000; Carta Remote Sensing 1:50.000, *Carbosulcis*, Cagliari.
- FINK P.G., 1978 - Are alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the Southern alpine lakes. *Marine Geology*, 27, pp. 289-302, ff.7, Amsterdam.
- FOLK L.R., ROBERTS H.H. & MOORE C.H., 1973 - Black phytokarst from Hell, Cayman Islands, British West Indies, *Geol. Soc. of America Bull.*, 84 (7), pp. 2351-2360, ff. 12, Boulder.
- FORTI P., 1985 - Le mineralizzazioni della Grotta di Cala Fetente (Salerno, Campania). *Mondo Sotterraneo*, 9 (1-2) pp. 43-50, ff.7, Udine.
- FORTI P. & PERNA G., 1982a - Orientazione dei cristalli di calcite nelle crevasse della Miniera di Nebida. *Per. Mineral.*, 51, pp. 155-160 ff. 3, Roma.
- FORTI P. & PERNA G., 1982b - Le cavità naturali dell'Iglesiente. *Mem. Ist. It. Speleol.*, ser. 2, 1, 229 pp., ill., Castellana Grotte.
- FORTI P. & PERNA G., 1983 - Concrezioni e cristallizzazioni nei karst dell'Iglesiente (Sardegna SW). *Le Grotte d'Italia*, (4) 11, pp. 421-430, 2 ff., Bologna.
- FORTI P. & PERNA G., 1985 - L'ipercarsismo (con particolare riguardo all'Iglesiente, Sardegna Sud Occidentale). *Natura Alpina*, 2-3, pp. 85-99, ff. 8, Trento.
- GALVAGNI A., 1952 - La Grotta della Bigonda. *Annuario SAT-CAI 1872-1952*, pp. 195-209, Trento.
- GANDIN A., PADALINO G., TOCCO S. & VIOLO M., 1974a - Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella «dolomia rigata» del Cambrico della Sardegna sud-occidentale. Tentativo di correlazione tra l'ambiente di sedimentazione e la precipitazione del solfato di bario. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92, pp. 329-354, ff. 18, Roma.
- GANDIN A., PADALINO G. & VIOLO M., 1974b - Correlation between sedimentation environment and ore prospecting. Sedimentological and ore-genesis studies of Cambrian «arenarie» and «dolomie rigate» formations (Sardinia-Italy): deposition and concentration of barite in an avaporitic environment. *Rend. Soc. It. Mineral., Petrogr.*, 30, pp. 251-303, ff. 19, Pavia.

- GOLUBIC S., PERKINS R.D. & LUKAS R., 1975 - Boring micro-organisms and microboring in carbonate substrate. In: FREY R. (Ed.), *Study of trace fossils*. Springer, New York, pp. 229-259.
- HSÜ K.J., 1973 - Quando il Mediterraneo si dissecò, *Le Scienze*, 1973 (56), pp. 19-29, Milano.
- JAMES N. P. & CHOQUETTE P. W. (Ed.), 1988 - *Paleokarst*. Springer Verlag, 415 pp., New York.
- LA PORTA A., 1992 - Informazioni sulle maestose cavità naturali di Cozzo Disi presso Casteltermini. *Relaz. inedita, Ist. It. Speleologia*, Bologna.
- LECCA L., CARBONI S., SCARTEDDU R., SECHI F., TILOCCA G. & PISANO S., 1986 - Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 36, pp. 31-40, 5 ff., 1 tav. f.t., Roma.
- MAGGIORE M. & MONGELLI F., 1991 - Hydrogeothermal model of ground Water Supply to San Nazario Springs (Gargano, Southern Italy). *Proceed. Intern. Conf. Environmental Changes in Karst Areas*, pp. 307-324, ff. 18, Padova.
- MARCELLO A., SALVADORI I. & ZUFFARDI P., 1965 - Prime notizie su un sondaggio eseguito nella valle di Iglesias. *Boll. Ass. Min. Sarda*, 70 (3) pp. 34-47, ff. 3, Iglesias.
- MCKENZIE J. A., SPROVIERI R. & CHANNEL J.E.T., 1990 - The terminal messinian flood and earliest Pliocene paleoceanography in the Mediterranean: Results from ODP LEG 107, Site 652, Thyrrhenian Sea. *Mem. Soc. Geol. It.*, 44, pp. 81-94, 4 ff., 2 tabb., Roma.
- OLSON R.A., 1984 - Genesis of Paleokarst and Strata-Bound Zinc- Lead Sulfide Deposits in a Proterozoic Dolostone, Northern Baffin Island, Canada. *Ec. Geol.*, 79, pp. 1056-1103.
- PERNA G., 1955 - Evoluzione di un sistema carsico. *Natura Alpina*, 6 (3), pp. 15-18, ff. 3, Trento.
- PERNA G., 1973 - Fenomeni carsici e giacimenti minerari. *Atti Sem. Speleogenesi*, Varenna. *Le Grotte d'It.*, ser. 4, 4, pp. 77-158, ff. 29, tt. 2, Bologna.
- PERNA G. & SAURO U., 1978 - Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto. *Mem. Museo Trid. Sci. Nat.*, 22, pp. 1-176, 167 ff., Trento.
- PERNA G. & TONELLI A.M., 1986 - Contributo del telerilevamento da Satellite Landsat 5 Thematic Mapper allo studio idrogeologico del Sulcis (Sardegna Sud Occidentale). *Conv. Telerilevamento per la gestione del suolo e delle acque*, pp. 81-96, ff. 3, Firenze.
- PERNA G. & TONELLI A.M., 1987 - Cartografia tematica a vocazione idrogeologica e geotermica dell'area del Basso Sarca (Trentino). *Atti Conv. Telerilev. Aerospaziale e Risorse Ambientali*, pp. 119-131, ff. 2, Parma.
- PERNA G., TURI B. & VESICA P.L., 1994 - Le calciti delle cavità carsiche del miliolitico. In: Il Bacino carbonifero del Sulcis. *Geologia, Idrogeologia e Miniere*, pp. 110-114, ff. 3+9 foto, *Carbosulcis*, Cagliari.
- PIAZZANO P., 1992 - Gli alieni venuti dal passato. *Airone*, 139, pp. 82-91, 179, ill., Milano.

- PICCOLI G., BELLATI R., BINOTTI C., DI LALLO E., SEDEA R., DAL PRÀ A., CATALDI R., GATTO G.O., GHEZZI G., MARCHETTI M., BULGARELLI G., SCHIESARO G., PANICHI C., TONGIORGI E., BALDI P., FERRARA G.C., MASSARI F., MEDIZZA F., ILLICETO V., NORINELLI A., DE VECCHI G.P., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SBETTEGA G., 1976 - Il sistema idrotermale Euganeo-Berico e la geologia dei Colli Euganei. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 30, pp. 1-266, ff. 97, tt. 14, Padova.
- PICKNETT R.G., 1977 - Rejuvenation of aggressiveness in calcium carbonate solutions by means of magnesium carbonate. *Proc. 7th Intern. Speleol. Congress*, Sheffield, Engl., pp. 346-348, ff. 2, Sheffield.
- RAUMER C. & CALGARO M., 1991 - Malga Fossetta: una sfida per il duemila. *Speleologia*, 25, pp. 18-25, ill., Milano.
- SCHNEIDER J., 1976 - Biological and Inorganic Factors in the Destruction of Limestone Coasts. *Contrib. to Sedimentology*, 6, 122 pp., 22 ff, 11 tt., Stuttgart.
- TCI, 1936 - Guida pratica ai luoghi di soggiorno e cura d'Italia, Parte III, le stazioni idrominerali. *TCI*, 222 pp, ill., Milano.
- TONELLI A., 1980 - Analisi regionale della Sardegna con Termografie e immagini multispettrali da Satellite. *Rapporto inedito*.
- TONELLI A., 1994 - Telerilevamento da satellite. In: Il Bacino carbonifero del Sulcis, *Carbosulcis*, pp. 106-109, 1 tt. f.t., Cagliari.
- VERDIANI G., 1984 - Pozzo Vicenza 1. Relazione Geologica. *Relaz. inedita*, AGIP.
- VUILLERMIN M., 1978 - Indagine geoelettrica mediante sondaggi elettrici Schlumbergere nello specchio d'acqua compreso fra Sirmione e Desenzano (BS) per lo studio della faglia Sirmione-S. Vigilio. *Tesi di Laurea*, Università di Ferrara.
- WESTERN RICERCHE GEOFISICHE, 1981 - Relazione per SAMIM, Divisione Mineraria Italia. Rilievo Monteponi, *Rapporto inedito*.
- ZORZI L. & REINA C., 1962 - Idrogeologia della Provincia di Taranto. *Giornale del Genio Civile*, 100 (2), pp. 149-165, ff. 8, Roma.

Indirizzo dell'autore:

Giuliano Perna - Studio Geoambiente - Salita dei Molini, 49 - 38050 Villazzano - Trento
