

Assetto geologico ed idrogeologico del Sistema Carsico di Bossea (SW Piemonte, Italy)

Original

Assetto geologico ed idrogeologico del Sistema Carsico di Bossea (SW Piemonte, Italy) / Vigna, Bartolomeo. - ELETTRONICO. - (2020), pp. 283-299. ((Intervento presentato al convegno L'uomo domanda la grotta risponde" tenutosi a Frabosa Soprana nel 14-15 settembre 2019.

Availability:

This version is available at: 11583/2869389 since: 2021-01-29T17:08:54Z

Publisher:

Struttura operativa di Bossea del Club Alpino Italiano

Published

DOI:

Terms of use:

openAccess

This article is made available under terms and conditions as specified in the corresponding bibliographic description in the repository

Publisher copyright

(Article begins on next page)

Assetto geologico ed idrogeologico del Sistema carsico di Bossea (SW Piemonte, Italy)

BARTOLOMEO VIGNA*

ABSTRACT

La Grotta Bossea è una cavità attiva con un importante corso d'acqua e numerosi apporti secondari. Questa grotta, ubicata nel Piemonte meridionale, è stata aperta al pubblico nel 1874 e dal 1969 ospita un laboratorio sotterraneo per lo studio del fenomeno carsico. Questo laboratorio, situato all'interno dell'ambiente della grotta, si è progressivamente ampliato ed opera in quattro diversi campi scientifici: idrogeologia, meteorologia, radioattività naturale e biospeleologia. Il laboratorio è ora gestito dal Comitato Scientifico Centrale del CAI e lavora in collaborazione con un secondo laboratorio, installato più recentemente, finanziato dal Dipartimento dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture del Politecnico di Torino

La ricerca idrogeologica riguarda sia l'idrodinamica del flusso che la geochimica delle acque. Vengono monitorati sia il principale fiume sotterraneo che i numerosi piccoli affluenti e alcuni siti di gocciolamento che rappresentano la zona “non satura”. Il corso d'acqua principale è costantemente monitorato dal 1983 e ha permesso di raccogliere una quantità impressionante di dati in diverse condizioni idrodinamiche, dalle piene eccezionali durante gli eventi alluvionali alle magre in seguito ad importanti periodi di siccità. Il campionamento dell'acqua dal torrente principale e da molti siti di gocciolamento in diverse situazioni idrodinamiche e le analisi chimiche (elementi principali, lantanidi e metalli) hanno permesso di comprendere il modo in cui l'acqua scorre attraverso i diversi tipi di reti di drenaggio. Diversi test di tracciamento e il monitoraggio continuo degli arrivi del colorante hanno permesso di acquisire notevoli informazioni relative alle diverse zone che ricaricano l'acquifero carsico di Bossea.

KEY WORDS: Underground laboratory, monitoring, hydrogeology, Grotta di Bossea.

Premessa

Nella grotta Bossea è stato installato nel 1969 un laboratorio sotterraneo per lo studio dei fenomeni carsici da un gruppo di speleologi volontari del Gruppo Speleologico “Alpi Marittime” delle Alpi Marittime del Club Alpino Italiano (CAI) di Cuneo.

* *Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture, Politecnico di Torino, “Laboratorio Carsologico sotterraneo di Bossea”*

Questo laboratorio è stato progressivamente ampliato con il passare degli anni, svolgendo più ricerche scientifiche grazie al continuo sostegno finanziario delle pubbliche amministrazioni. Parallelamente sono iniziate collaborazioni inizialmente con il “Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture” (DIATI) del Politecnico di Torino, successivamente anche con altri centri, istituti di ricerca o di protezione dell'Ambiente. Il “Laboratorio Carsico Sotterraneo di Bossea” è ora gestito dal Comitato Scientifico Centrale del Club Alpino Italiano (CAI) e porta avanti le ricerche nel campo idrogeologico e di meteorologia ipogea insieme al “Laboratorio di Idrogeologia carsica” finanziato dal Dipartimento DIATI. Il Laboratorio è posizionato con più stazioni periferiche all'interno della Grotta Bossea, lungo il percorso turistico e nella zona verso il fondo della cavità. La grotta, situata nel Piemonte meridionale nel settore delle Alpi Liguri (Fig.1), ospita un corso d'acqua sotterraneo con portate comprese tra 50 e 1200 l/s (Civita et al., 1984, 1990). Questo collettore riceve una serie di piccoli flussi tributari rappresentativi della rete di discontinuità dell'ammasso roccioso che alimentano il fiume sotterraneo (Vigna & Doleatto, 2008).

Relazioni tra l'assetto geologico, il carsismo e l'idrogeologia

La zona in esame è compresa nella successione stratigrafica del Brianzonese ligure caratterizzata alla base dalla presenza di una potente serie di meta-vulcaniti permiane ricoperte da una successione di rocce sedimentarie metamorfosate con quarziti, scisti

pelitici, calcari e dolomie triassiche, calcari giurassici e scisti calcarei cretaci (Fig. 2). Nel settore più interno della catena alpina, dove si trova anche la struttura carbonatica di Bossea, il metamorfismo e la deformazione tettonica sono stati molto più intensi rispetto alla porzione esterna dove sono presenti le estese aree carsiche dei massicci del Marguareis-Mongioie. Il risultato di tale deformazione è una elevata frammentazione dell'intera successione stratigrafica con una serie di scaglie e fasce carbonatiche, con geometria subverticale di dimensioni ridotte (Fig. 3), che si alternano con le rocce del basamento metamorfico (quarziti e meta-vulcaniti).

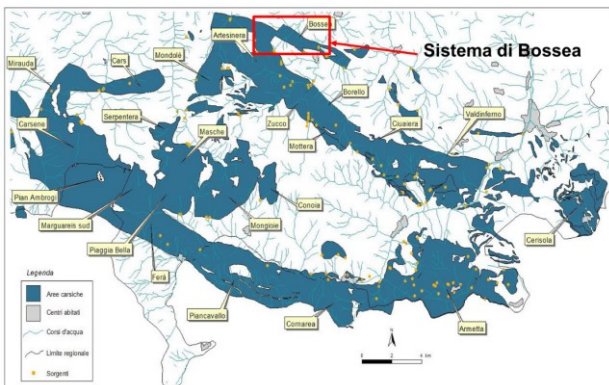


Fig. 1 – la zona delle Alpi Liguri piemontesi caratterizzata da numerosi massicci carsici

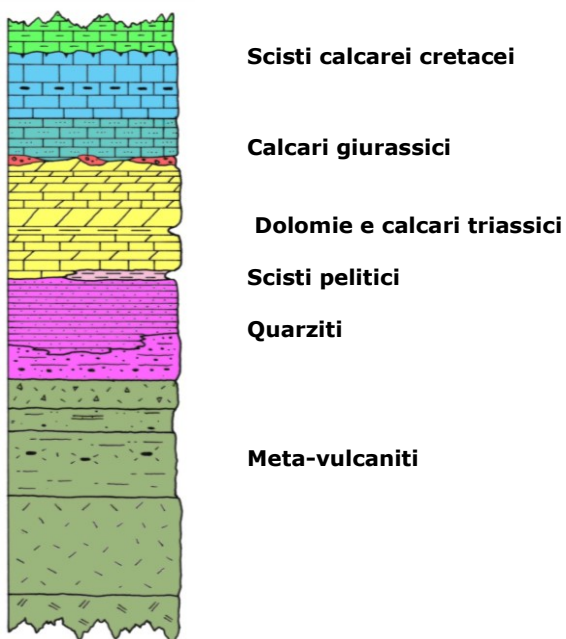


Fig. 2 – la successione stratigrafica del Briançonnais ligure

L'intera area di alimentazione del sistema di Bossea è caratterizzata quindi da tale assetto geologico-strutturale dove la successione

carbonatica triassico-cretacea costituisce una fascia di larghezza variabile da 600 a 1200 m lateralmente confinata da quarziti e meta-vulcaniti che costituiscono il complesso di rocce impermeabili (Fig. 4).

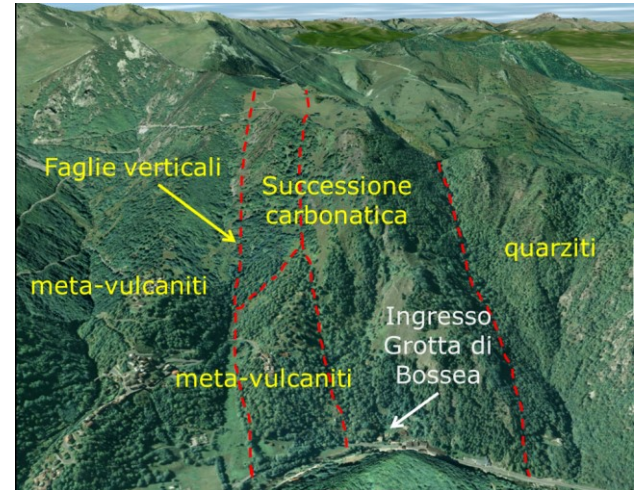


Fig. 3 – la fascia carbonatica di Bossea lateralmente confinata da rocce poco permeabili (quarziti e meta-vulcaniti)

Le conoscenze relative all'assetto geologico-strutturale dell'area prossima alla Grotta di Bossea sono state recentemente approfondite nell'ambito di una tesi di dottorato (Alessia Nannoni 2019) ed in parte presentate in una pubblicazione di Antonellini et al. 2019. Il nuovo rilievo della zona circostante la cavità ha evidenziato una situazione assai complessa con un importante piano di scollamento tra le meta-vulcaniti e la copertura sedimentaria sovrastante (quarziti e rocce carbonatiche). Tale scollamento (Foto 1 e 2), già individuato da ricerche precedenti (Banzato et al 2011), ha pesantemente condizionato lo stato di fratturazione delle rocce prossime al contatto: le meta-vulcaniti sono state intensamente cataclastate mentre le rocce carbonatiche hanno reagito in modo più duttile originando una serie di sigmoidi di dimensioni metriche (Fig. 4)

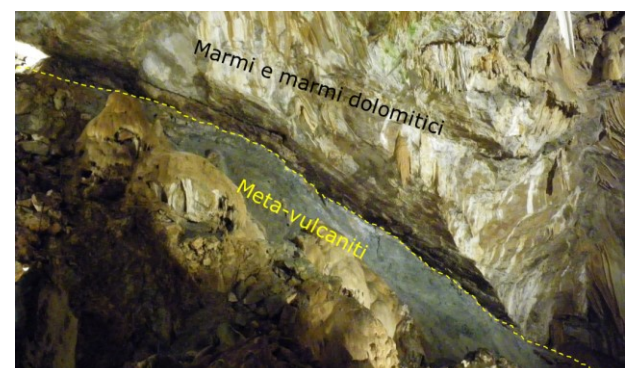


Foto 1 – Il piano di scollamento visibile nei grandi saloni di Bossea

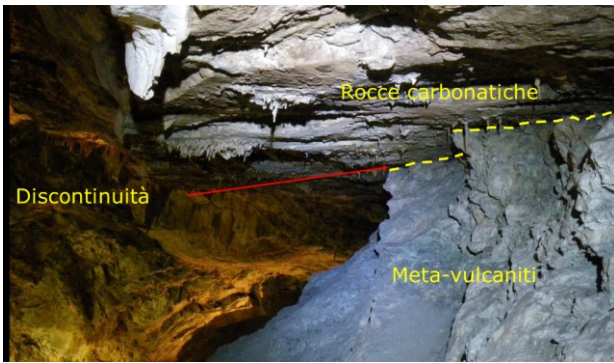


Foto 2 – Il piano di scollamento tra meta-vulcaniti e carbonati

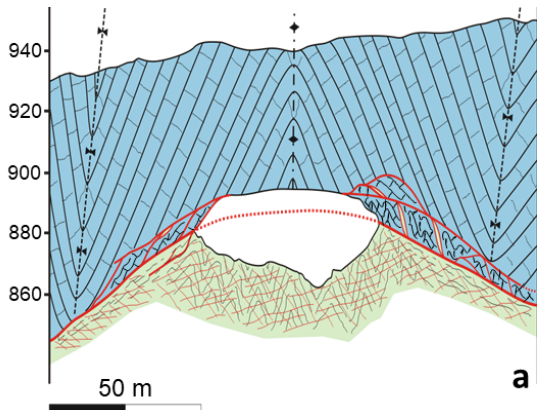


Fig. 4 – Il piano di scollamento nei grandi saloni di Bossea

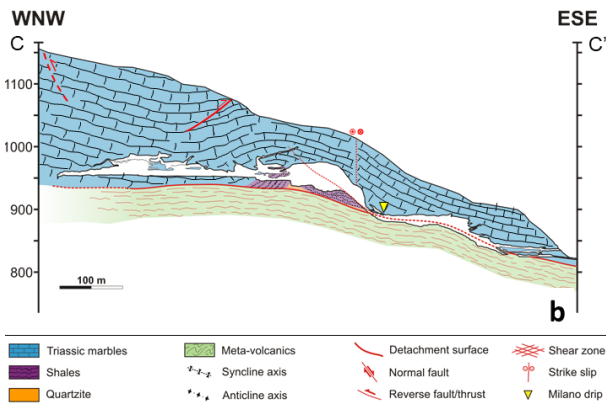


Fig. 5 – Sezione della cavità e assetto geologico-strutturale

L'insieme di tutte queste discontinuità ha condizionato in passato e condiziona tuttora la circolazione delle acque sotterranee sia per quanto riguarda lo sviluppo del collettore carsico (il Torrente Mora) sia per la geometria della rete di flusso delle venute minori (denominate stillicidi e polle). La carsificazione profonda nell'ammasso roccioso è stata quindi controllata da tale assetto geologico-strutturale in tutto il settore della cavità caratterizzato dai grandi saloni e relativo al percorso turistico (Fig. 5). Nel settore a monte della cascata del Lago Ernestina la situazione strutturale è molto diversa: il piano di scollamento tra le meta-vulcaniti e la copertura si trova diversi metri al di sotto della rete carsica (Fig. 5) ed il collettore

scorre in una profonda forra scavata interamente nelle rocce carbonatiche. In questa zona la carsificazione si è imposta in una serie di discontinuità sub-verticali secondarie che presentano una immersione parallela alle principali faglie che confinano la struttura carbonatica. Il nuovo rilievo geologico (Fig. 6) ha evidenziato nell'alveo del Torrente Corsaglia la presenza di un esiguo affioramento di meta-vulcaniti che costituisce il prolungamento verso SE della medesima struttura nella quale sono impostati i grandi saloni della grotta.

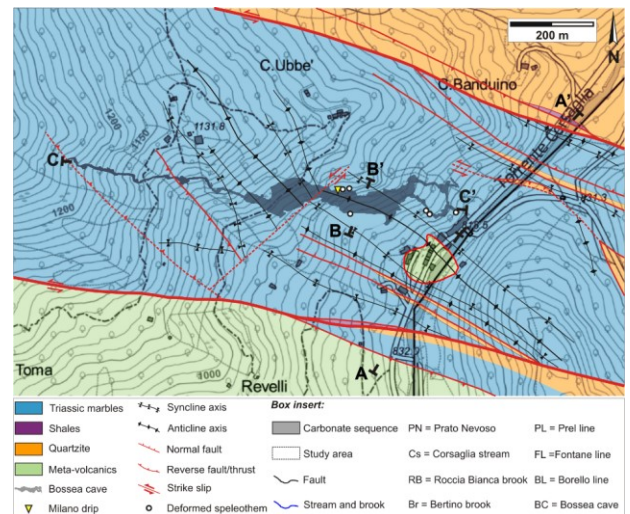


Fig. 6 – Il nuovo rilievo geologico dell'area di Bossea (da Antonellini et al 2019)

Sono state anche campionate ed analizzate al microscopio ottico anche alcune rocce presenti nei saloni della grotta (Foto 3). Le rocce carbonatiche sono risultate essere dei veri e propri marmi cristallini sia calcarei che

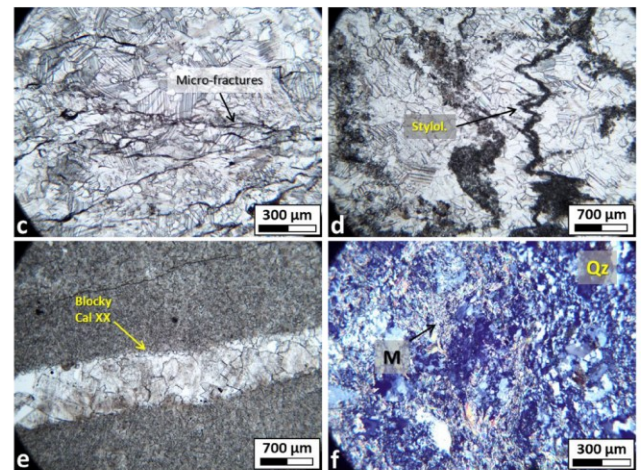


Foto 3 – (c) Marmo triassico cristallino deformato con brevi fessure intergranulari e intragranulari. (d) Marmo triassico cristallino con stiloliti. (e) Marmo triassico microcristallino con venature e cristalli di calcite a blocchi ricristallizzati nella vena. (f) Quarzite deformata (nicols incrociati) (da Antonellini et al 2019)

dolomitici. Le quarziti e le meta-vulcaniti, in prossimità della superficie di scollamento, sono estremamente microfratturate e quindi facilmente erodibili dalle acque che scorrono nella grotta.

Evoluzione della cavità

La Grotta di Bossea è caratterizzata dalla presenza di evidenti livelli con morfologie “a pieno carico” localizzati a diverse quote altimetriche. A partire dal fondo della cavità si incontra una zona allagata attiva (foto 4), esplorata fino a – 60 m di profondità, che costituisce il reticolo dei sifoni finali, ma la morfologia “a pieno carico” è ancora presente nelle porzioni più elevate del ramo superiore.



Foto 4 – La condotta che raggiunge il sifone del Lago morto

Nei rami più alti le condotte sono state in parte approfondite dalla circolazione vadosa che ha originato una forra che raggiunge una altezza di 30 m sopra l'attuale livello di scorrimento delle acque. Nella zona dei grandi saloni le morfologie dei primi livelli di circolazione delle acque sono andati in gran parte distrutte dai successivi collassi ma sono ancora evidenti in alcune gallerie risparmiate dai crolli (esempio il Ramo di Babbo Natale). La rete carsica di drenaggio si sviluppava, prima degli ultimi approfondimenti, probabilmente lungo il piano di scollamento tra le meta-vulcaniti e le rocce carbonatiche (Fig. 7) con una serie di condotte che portavano in superficie le acque sotterranee fino a confluire con il paleo-alveo del Torrente Corsaglia che scorreva alcune centinaia di metri più in alto rispetto alla situazione attuale. Come ben documentato in un recente lavoro di Ghielmi et al. (2019) relativo alla successione messiniana-pleistocenica del Bacino di

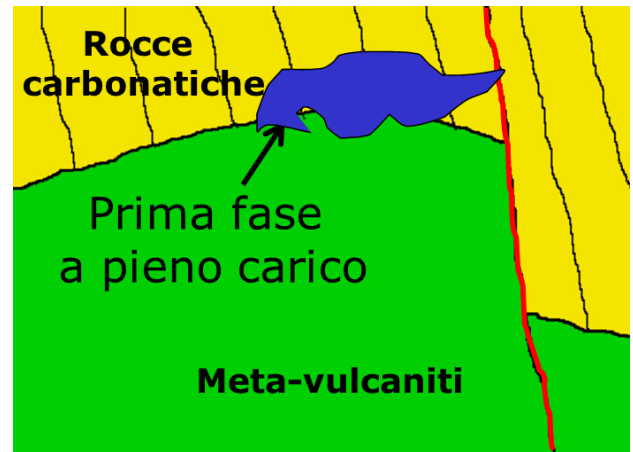


Figura 7 – Situazione nella prima fase di carsificazione

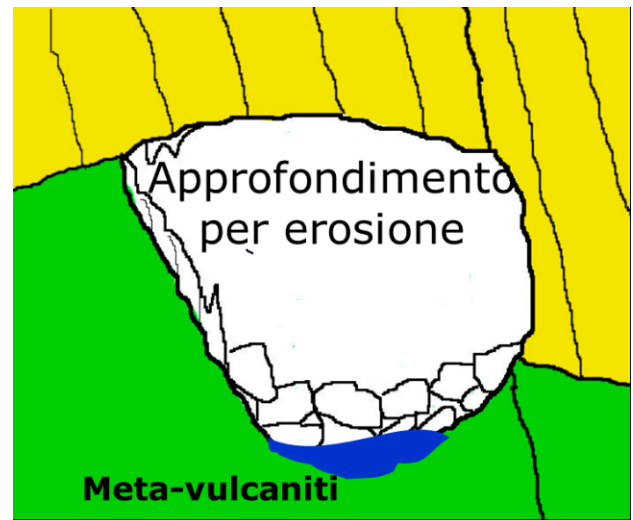


Figura 8 – Successiva fase con approfondimento vadoso e crolli

Savigliano, situato ai piedi delle Alpi Liguri, anche l'area alpina è stata interessata da importanti fasi deformative nel Pliocene medio e nel Pleistocene inferiore che hanno determinato il sollevamento dell'intero settore con conseguente ringiovanimento dei reticoli di drenaggio sia superficiali che profondi. Durante le fasi calde plioceniche si sarebbero sviluppati gli estesi reticoli “a pieno carico” che caratterizzano tutti i grandi complessi carsici delle Alpi Liguri (Piaggia Bella, La Bassa, Cappa ed anche Bossea) e che poi sono stati in parte approfonditi dalla circolazione vadosa in conseguenza delle successive fasi deformative (sollevamento dei massicci carbonatici) ed erosive (approfondimenti delle vallate principali guidati dai fenomeni erosivi da parte dei ghiacciai e dei corsi d'acqua).

Nella Grotta di Bossea l'approfondimento del reticolo carsico ha interessato prevalentemente le meta-vulcaniti intensamente fratturate (Fig. 8) generando una forra che raggiungeva una larghezza superiore ai 50-70 m: il soffitto costituito dalle rocce carbonatiche fratturate,

trovandosi in una condizione di non equilibrio, è collassato dando origine ai grandi saloni che caratterizzano il ramo turistico (Foto 5). Come riscontrabile anche in molte cavità del Piemonte meridionale questi crolli potrebbero essere riconducibili alle ultime fasi deformative precedentemente descritte.



Foto 5 – Uno dei grandi saloni di crollo nel ramo turistico

In diverse zone della grotta sono presenti sedimenti costituiti da clasti non carbonatici, prevalentemente quarziticci, anche molto grossolani, fluitati dai valloni perdenti principali dove verso monte affiorano le rocce del basamento metamorfico. Sul soffitto del salone ad inizio della salita “del Calvario” è presente un potente deposito di clasti carbonatici cementati, intervallati ad orizzonti sabbioso-ghiaiosi quarziticci legati a parziali riempimenti della cavità depositati durante importanti eventi alluvionali. Successivamente tali sedimenti sono stati in gran parte asportati dai fenomeni erosivi del corso d’acqua.

Un'altra particolarità della grotta sono i numerosi speleotemi deformati in modo fragile per lo più situati lungo i lati nord e sud dei grandi saloni, vicino al piano di scollamento tra le meta-vulcaniti e le rocce carbonatiche (Foto 6).



Foto 6 – Gli speleotemi deformati sul bordo dei saloni

Alcuni di questi speleotemi sembrano accogliere la deformazione solo in una parte localizzata che è costituita da calcite completamente frantumata mentre altri mostrano una fascia altamente deformata accoppiata a fratture aperte (Foto 7 e 8). Generalmente, queste strutture sono il risultato di una compressione uniassiale dovuta a piccoli movimenti del tetto della cavità legata a sismi o ad una deformazione plastica della roccia calcarea.



Foto 7 – la frantumazione di una stalagmite



Foto 8 – intensa fratturazione di una grossa concrezione

Assetto idrogeologico dell’area di alimentazione

L’area di alimentazione del sistema di Bossea è pesantemente condizionata dall’assetto geologico-strutturale precedentemente descritto (Fig. 9) con una fascia di rocce carbonatiche lateralmente confinata da rocce poco permeabili (quarziti e meta-vulcaniti). Le modalità di ricarica di tale acquifero sono legate prevalentemente agli apporti primari e/o secondari. Con il termine di *apporti primari* (o *alimentazione autigenica*) si intende la ricarica proveniente da piogge o fusione nivale che interessa direttamente l’acquifero mentre con *apporti secondari* (o *alimentazione allogena*)

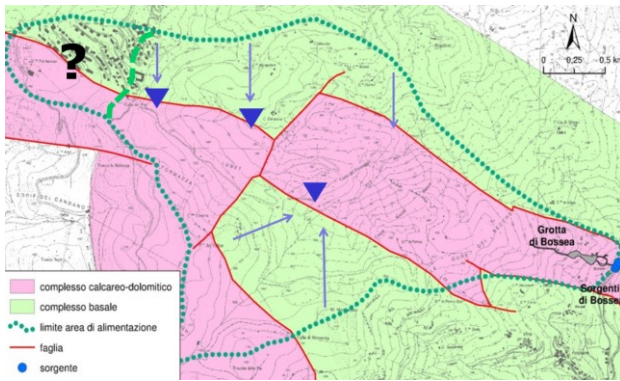


Fig. 9 – L'area di alimentazione del sistema di Bossea



Foto 9 – la zona del vallone di Rio Bertino



Foto 10 – La potente copertura detritica sui versanti vallivi



Foto 11 – Il Rio di Roccia Bianca presso un inghiottitoio

si indica l'alimentazione proveniente dalle acque di ruscellamento superficiale e che contribuiscono in modo continuativo alla

ricarica dell'acquifero. L'idrostruttura che alimenta Bossea rappresenta quindi un tipico esempio di sistema con alimentazione primaria (dove le precipitazioni liquide o solide vanno ad infiltrarsi direttamente nell'acquifero carbonatico) e secondaria (dovuta alle perdite di corsi d'acqua provenienti dalle rocce poco permeabili costituite da quarziti e meta-vulcaniti, foto 9) e da ammassi detritici di versante sovrapposti a tali rocce (Foto 10). Questi corsi d'acqua (Foto 11) attraverso una serie di inghiottitoi in subalveo, situati in prossimità dei contatti tra le rocce carbonatiche e quelle poco permeabili, contribuiscono in modo determinante alla ricarica del sistema. Presso tali inghiottitoi sono stati realizzati negli anni numerosi test con traccianti per esaminare le modalità di circolazione delle acque sotterranee all'interno dell'ammasso roccioso (Foto 12).



Foto 12 – Il Rio di Roccia Bianca dopo immissione del colorante

Una serie di test sono stati eseguiti nei due valloni assorbenti principali, denominati Rio di Roccia Bianca e Rio Bertino (Figura 10), immettendo nello stesso momento due diversi coloranti, per esaminare il loro arrivo a Bossea.

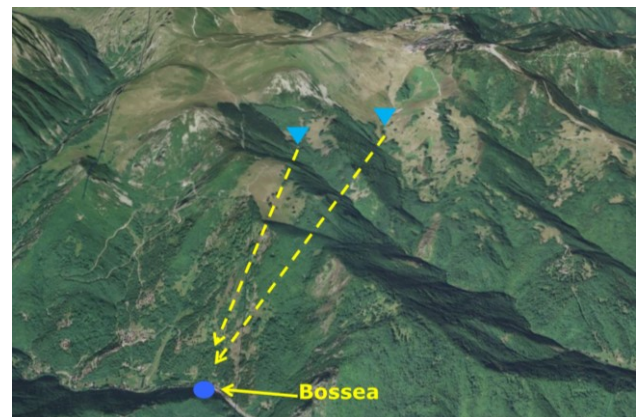


Fig. 10 – Punti di immissione dei traccianti nel Rio Roccia Bianca e Rio Bertino

L'acquisitore automatico di fluoresceina e tinopal ha evidenziato bene come le acque provenienti dalle perdite del Rio di Roccia Bianca arrivino a Bossea in un tempo più breve e con una concentrazione decisamente maggiore rispetto a quelle del Rio Bertino (Fig. 11). Sempre dal primo inghiottitoio sono stati realizzati altri test utilizzando il medesimo quantitativo di tracciante, per esaminare le velocità del flusso sotterraneo in differenti condizioni idrodinamiche. Nelle curve di arrivo rilevate nel collettore di Bossea (Fig. 12) si osserva bene una notevole dispersione del colorante nella zona satura durante i periodi di magra con un primo arrivo della fluoresceina dopo 4 giorni ed una velocità 644 m/giorno. Al contrario nei periodi con portate elevate il tracciante si sposta molto più rapidamente (velocità di 2460 m/giorno) e dopo un solo giorno arriva nella grotta con concentrazioni elevate percorrendo un percorso più diretto e con meno dispersione nella zona dei sifoni.

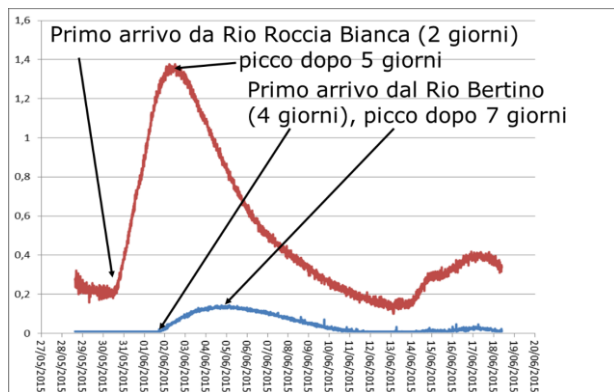


Fig. 11 – Curve di restituzione dei traccianti immessi nei 2 rii

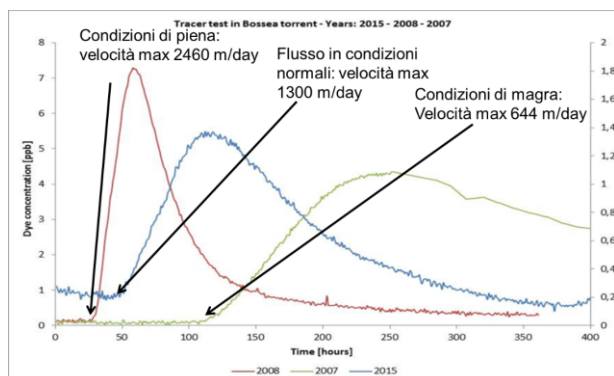


Fig. 12 – Curve di restituzione del tracciante immesso nel Rio di Roccia Bianca

Altre colorazioni sono state eseguite nella zona sovrastante la cavità per valutare le modalità di circolazione delle acque nella zona “non satura” dove il flusso sotterraneo si sposta nel reticolo delle fratture dell'ammasso roccioso. Le curve di arrivo indicano come il tracciante si sposti

molto più lentamente, con velocità di flusso comprese tra 30 e 60 m/giorno. In figura 13 si può osservare come la restituzione della fluoresceina sia molto prolungata nel tempo (oltre un mese a causa della notevole dispersione nel reticolo delle fratture) con delle temporanee diminuzioni della concentrazione legata all'arrivo e mescolamento con acque senza traccianti messe in circolo durante le precipitazioni.

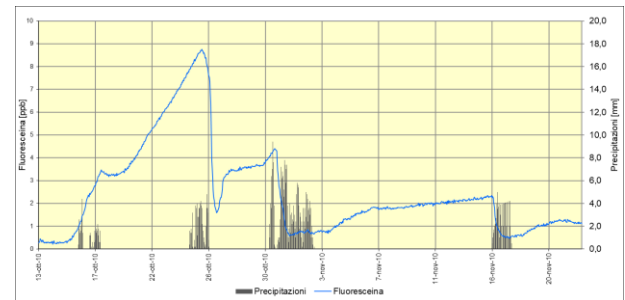


Fig. 13 - Curva di restituzione del tracciante immesso presso Case Ubbè

Rilevamenti idrogeologici e idrogeochimici

Il monitoraggio del corso principale sotterraneo è iniziato con continue misurazioni nel 1982, dopo la realizzazione di uno stramazzo a pareti larghe, in cemento armato, nella parte terminale della cavità (Foto 13). La portata del collettore veniva inizialmente misurata con un acquisitore di livello a galleggiante con registrazione analogica (cartacea), sostituito nel 2000 da un *data logger* digitale (Civita et al., 1984, 1990).



Foto 13 – Lo stramazzo sul collettore ed il vecchio misuratore

In parallelo venivano eseguite misura di portata manuali presso la Polla delle Anatre e misure di temperature e conducibilità delle acque con cadenze molto ravvicinate. Questi dati, anche se presi con intervalli relativamente lunghi, sono fondamentali per ricostruire l'andamento nel tempo dei diversi parametri idrodinamici e

fisici del Sistema di Bossea. Il termometro a mercurio, con scala al centesimo di grado, installato prima degli anni '80 è ancora tutt'ora in funzione e fornisce valori estremamente precisi e del tutto simili a quelli forniti dai moderni PT 100 utilizzati ora. A partire dall'autunno 2015 è in funzione un nuovo sistema di monitoraggio che trasmette in tempo reale i dati acquisiti, con un intervallo di 15 minuti, installato dal Politecnico di Torino (Fig. 14).

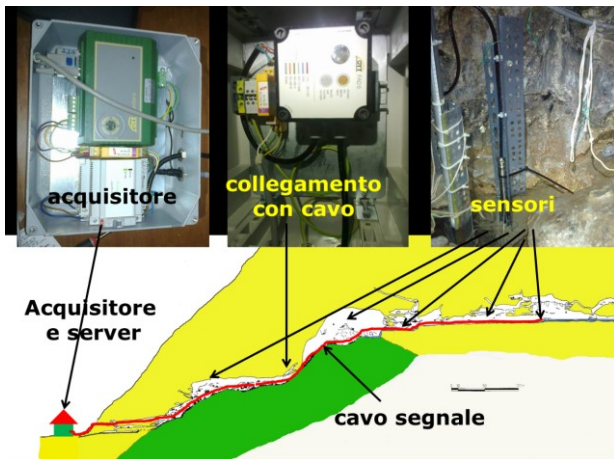


Fig. 14 – Schema del sistema di monitoraggio in tempo reale

Questo sistema rileva i livelli dell'acqua, la temperatura e la conducibilità elettrica del collettore e dei numerosi apporti idrici secondari che vengono tenuti sotto osservazione. Altri punti di monitoraggio vengono invece rilevati con data logger scaricati manualmente ogni tre mesi. A partire dagli anni '90 sono iniziati i lavori di captazione del collettore (Torrente Mora) e di Polla delle Anatre per portare le acque nel laboratorio principale (Fig. 15), attraverso tubazioni, ed effettuare con monitoraggio orario i valori della conducibilità elettrica, del pH, dell'ossigeno disciolto, della torbidità e del radon (Foto 14, 15, 16).

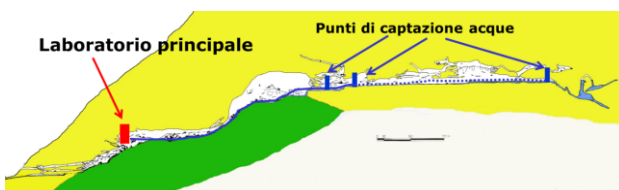


Fig. 15 – Lo schema del sistema di captazione delle acque

Durante alcuni episodi di piene normali o eccezionali viene utilizzato un campionatore automatico per il prelievo dell'acqua del collettore o degli apporti secondari, per



Foto 14 – Filtri e tubazioni che portano le acque in laboratorio



Foto 15 – I sensori per il monitoraggio di pH, Ossigeno disciolto, conducibilità elettrica

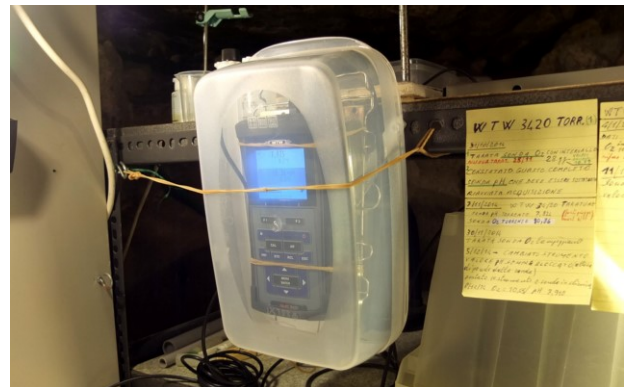


Foto 16 – Un acquisitore del sistema di monitoraggio

esaminare in dettaglio le variazioni degli ioni principali, dei metalli e delle terre rare. Vengono effettuati anche campionamenti manuali dei principali punti d'acqua in studio con cadenze variabili. Le analisi chimiche di queste acque sono eseguite presso il Laboratorio di Ricerche idrogeologiche del Politecnico di Torino (Fiorucci et al., 2015 a, 2015 b). In questo modo è stata raccolta anche un'enorme mole di dati (oltre 6.700 valori), comprese anche alcune situazioni idrogeologiche particolari, come lunghi periodi di siccità o eventi di piena eccezionali.

I punti di monitoraggio idrogeologico

La grotta di Bossea offre una situazione ideale per studiare le modalità di circolazione delle acque sotterranee in un ammasso carbonatico. Sono infatti presenti un corso d'acqua principale, il Torrente Mora, rappresentativo del flusso di un tipico collettore carsico ed una serie di apporti secondari (Fig. 16) con portate molto differenti legati alla circolazione idrica nel reticolo delle fratture e delle discontinuità con una carsificazione molto ridotta o nulla (denominate polle o stillicidi).

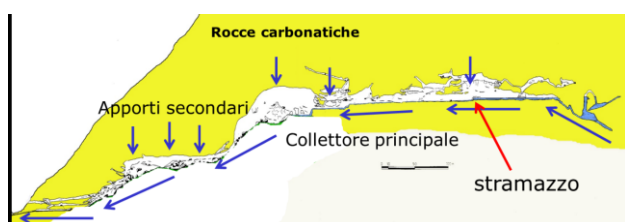


Fig. 16 – Il collettore principale riceve numerosi apporti secondari provenienti dal reticolo di fratture e discontinuità

Inizialmente il monitoraggio ha riguardato oltre il collettore solo una serie di venute con portate relativamente significative (Polla delle Anatre e Polla dell'Orso) ma nel tempo sono stati attrezzati altri punti idrici rappresentativi di circolazioni piuttosto differenti tra loro. Ad oggi sono monitorati con un intervallo di 15 o di 60 minuti i valori di portata, conducibilità elettrica e temperatura delle acque 8 punti così denominati: collettore, Polla delle Anatre, Polla Orso, Polletta, Milano, Onda, Balena, Torre, Laghi pensili (Fig. 17). In tali punti sono stati realizzati dei piccoli tramazzi triangolari o rettangolari, con a monte una vaschetta di calma dove viene alloggiata la sonda multiparametrica (Foto 17, 18 e 19). Di altri 2 punti (Sacrestia e Cancellò) viene rilevata unicamente la portata attraverso dei pluviografi, essendo costituiti da stillicidi con valori molto ridotti (Foto 20).

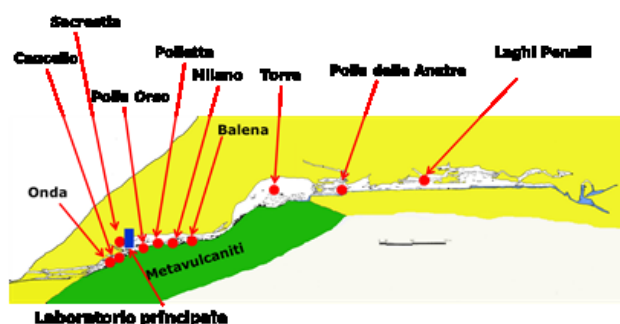


Fig. 17 – I punti di monitoraggio degli apporti secondari



Foto 17 – Lo stramazzo triangolare della venuta Onda



Foto 18 – Lo stramazzo triangolare di Polla Orso



Foto 19 – Lo stramazzo rettangolare della venuta Milano



Foto 20 – I pluviografi per rilevare la portata degli stillicidi

Andamenti nel tempo dei valori di portata, conducibilità elettrica e temperatura delle acque

I numerosi punti di monitoraggio rilevati nella grotta presentano andamenti dei parametri idrodinamici e chimico-fisici decisamente differenti tra loro. Il collettore (Torrente Mora) mostra un andamento della portata annuale caratterizzato da una magra invernale legata alle precipitazioni nevose ed alle basse temperature stagionali. Con l'incremento dei valori termici inizia l'importante piena primaverile legata ai processi di fusione nivale ed alle precipitazioni liquide particolarmente significative nei mesi aprile e maggio. Negli anni caratterizzati dalla presenza di importanti spessori del manto nevoso le oscillazioni termiche dell'aria (giorno-notte) causano una serie di blande variazioni giornaliere (Fig. 18) della portata del collettore (alcune decine di l/s). I valori massimi in genere non superano gli 800 l/s anche nelle giornate più calde. Soltando in seguito alle intense precipitazioni si registrano picchi marcati in genere della durata di pochi giorni.

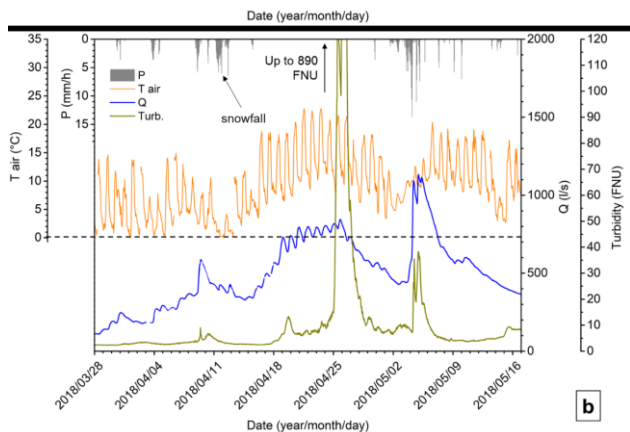


Fig. 18 – Andamento delle portate (in blu), torbidità (in verde) del collettore e delle precipitazioni e temperatura aria

Nel periodo estivo la portata decresce piuttosto lentamente ricevendo ancora gli apporti provenienti dalle rocce poco permeabili del basamento (quarziti e meta-vulcaniti fratturate) e dai potenti depositi detritici che li ricoprono. Anche in seguito a temporali estivi il flusso idrico non evidenzia alcun incremento a causa dei processi di evapotraspirazione e del notevole ruscellamento delle acque superficiali. Soltanto le intense precipitazioni che si verificano in alcuni anni a partire da fine agosto ma che in genere diventano significative nei

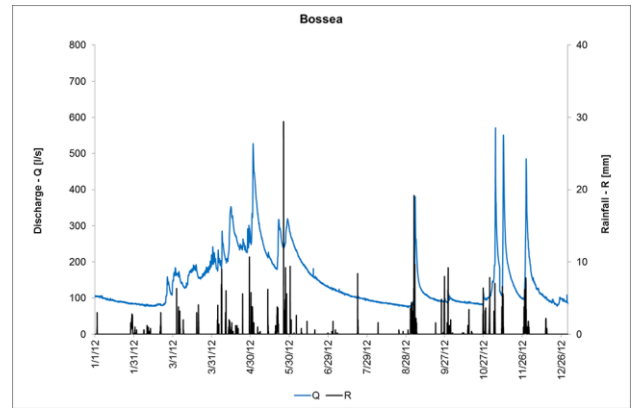


Fig. 19 – Andamento annuale (2012) delle portate del collettore

mesi di ottobre e novembre (Fig. 19), forniscono apporti significativi con evidenti picchi di portata che in genere raggiungono il valore massimo annuale (1000-1200 l/s) ma che può superare anche i 1800 l/s (Fig. 20 e 21) in seguito a precipitazioni particolarmente abbondanti. Anche in seguito ad eventi alluvionali come quelli verificatesi a novembre 1994 o a ottobre 2016 (Fig. 22) il picco massimo di portata si attesta su tali valori. Fa eccezione l'evento di ottobre del 1996 quando a causa dell'ingente trasporto solido, della totale occlusione dei condotti carsici nella zona dei sifoni a causa di frane e del conseguente

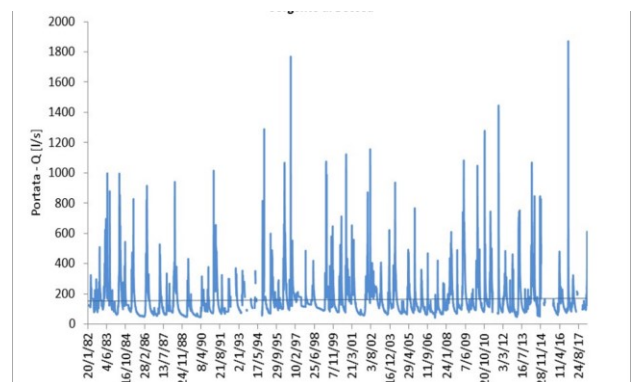


Fig. 20 – Andamento della portata tra il 1982 e il 2018

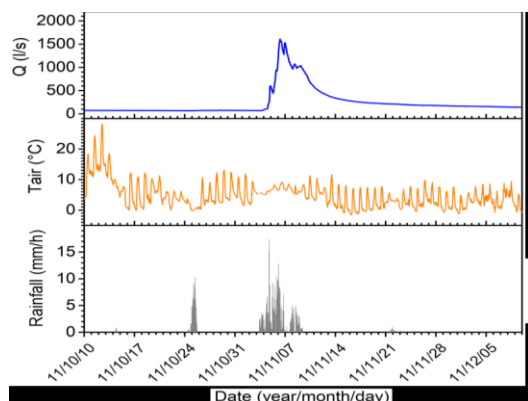


Fig. 21 – Andamento della portata del collettore in seguito all'evento del novembre 2011

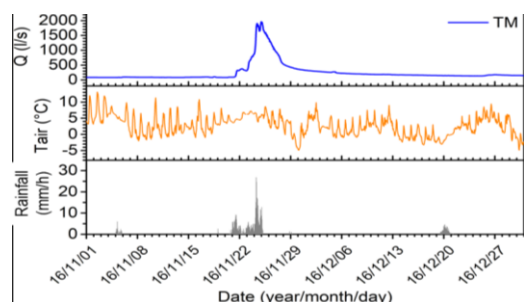


Fig. 22 – Andamento della portata del collettore in seguito all'evento alluvionale del novembre 2106

accumulo di enormi volume idrici nella zona a monte, si è verificato un evento eccezionale con flussi massimi stimati sopra i 6000 l/s (Fig. 23, 24 e foto 21). Particolarmente interessanti sono i dati della torbidità dell'acqua registrati da un acquirente automatico installato a partire dal 2015. Le acque del collettore prima dell'evento alluvionale del 1994 rimanevano sempre particolarmente cristalline. Gli importanti fenomeni di erosione che si sono verificati lungo i due principali valloni assorbenti, hanno asportato quasi del tutto i sedimenti presenti sui fondovali consentendo alle acque superficiali di trasportare in profondità ingenti depositi sabbioso-limosi. I dati di monitoraggio della torbidità delle acque evidenziano ora, in occasione di importanti piene, un notevole incremento del trasporto solido nel collettore carsico legato ad un aumento della velocità del flusso sotterraneo con conseguente rimobilizzazione delle particelle fini (Fig. 18). Più preoccupanti sono marcati episodi di torbida come quello dell'aprile 2018 quando durante la piena di fusione nivale sono stati registrati per diversi giorni valori molto elevati probabilmente legati a collassi di sediment fini nella zona dei sifoni (Fig. 18).

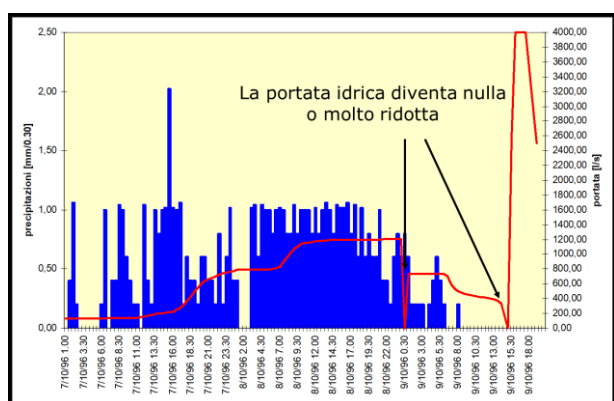


Fig. 23 – portata e piogge dell'evento alluvionale del 1996

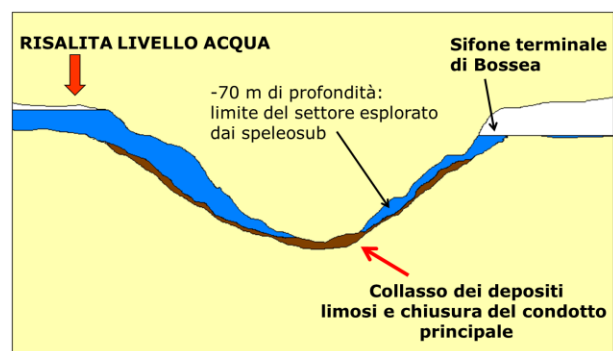


Fig. 24 – Situazione idrogeologica legata all'evento alluvionale



Foto 21 – La zona dell'ingresso grotta prima e durante l'evento

Per la comprensione del funzionamento del Sistema di Bossea sono molto utili anche i dati relativi al confronto tra la porta idrica del collettore e i valori della conducibilità elettrica e della temperatura delle acque.

Innanzitutto appare evidente il basso tenore della mineralizzazione delle acque evidenziato dal valore della conducibilità elettrica, durante i periodi di magra, intorno a 220 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e valori massimi inferiori a 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 25, 26 e 27). Tali valori evidenziano bene come l'alimentazione del sistema sia legata in parte ad apporti di acque poco mineralizzate provenienti dalle rocce del basamento (quarziti e meta-vulcaniti) e dalle coperture detritiche che li ricoprono.

Anche i valori della temperatura delle acque sottolineano l'esistenza di fenomeni di miscelamento tra acque di neoinfiltrazione (in genere più fredde) ed acque relativamente più calde legate alla lenta circolazione all'interno

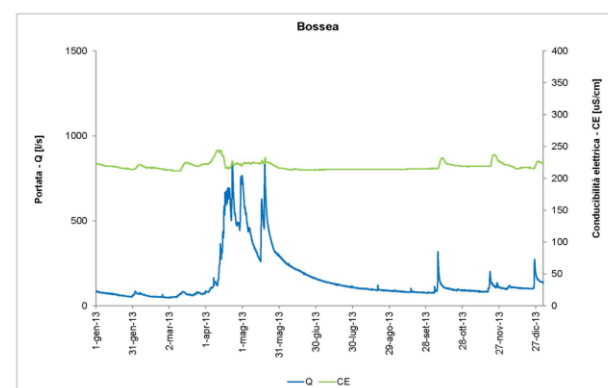


Fig. 25 – Andamento portata-conducibilità elettrica nel 2013

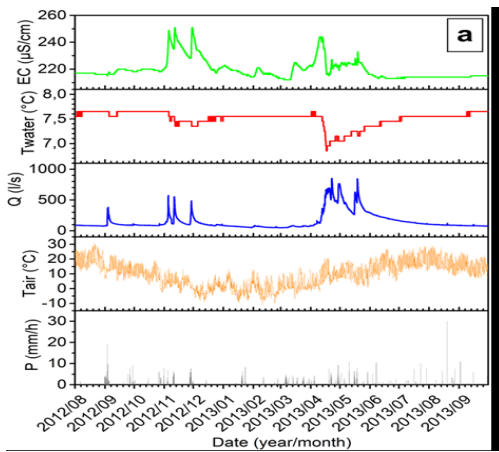


Fig. 26 – Andamento portata-temperatura-conducibilità nel periodo settembre 2012- settembre 2013

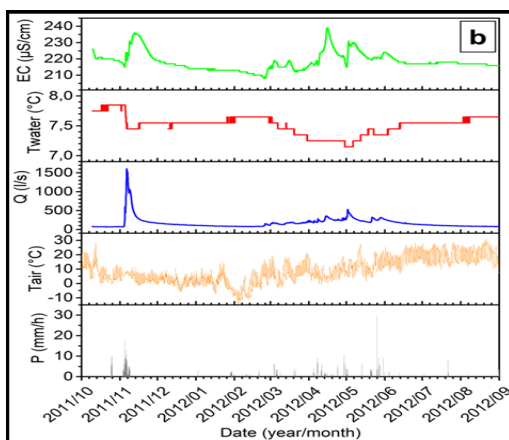


Fig. 27 – Andamento portata-temperatura-conducibilità nel periodo settembre 2011- settembre 2012

dell'ammasso carbonatico, nelle rocce del basamento e della copertura detritica. Particolarmente evidente è la relativa costanza dei valori annuali delle temperature (Fig. 28) con solo una blanda discesa durante la piena primaverile, legata ai processi di fusione nivale, con acque di neoinfiltrazione che hanno valori intorno a 0.5° - 1°C . L'abbassamento della temperatura delle acque del collettore è dell'ordine di 0.5° - 0.6°C (Fig. 26 e 27) a dimostrazione dei processi di mescolamento che interessano l'intero complesso acquifero. Durante gli episodi di piena principale, quando le velocità del flusso sotterraneo aumentano, si osservano soltanto decrementi della temperatura di alcuni decimi di grado. Come anche evidenziato dai test con traccianti gli apporti diretti di acque superficiali, provenienti dagli inghiottitoi di subalveo, sono marginali come sottolineato dai valori di concentrazione dei coloranti sempre piuttosto ridotti. Decisamente diversi sono i tenori e gli andamenti annuali delle acque delle venute secondarie.

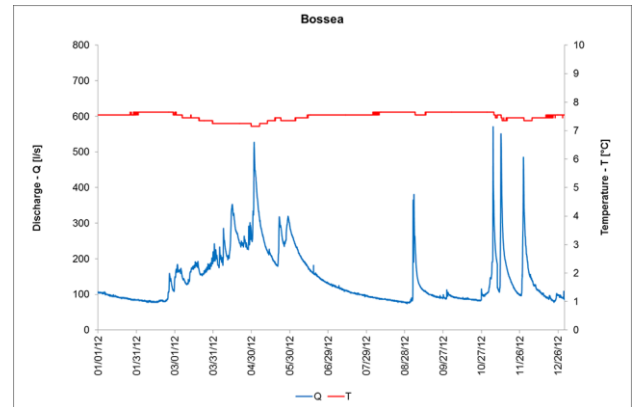


Fig. 28 – Andamento portata-temperatura acqua nel 2013

In tutti i punti tenuti sotto osservazione prevalgono i fenomeni di pistonaggio dove in seguito alle precipitazioni le acque di neoinfiltrazione rimobilizzano le acque più mineralizzate e calde (in equilibrio con le temperature dell'ammasso roccioso) circolanti o soggiornanti nel reticolo delle fratture e discontinuità della roccia. Occorre evidenziare che numerosi apporti sono ubicati nel tratto turistico della cavità dove lo spessore dell'ammasso roccioso dalla superficie è inferiore a 100 m. Di conseguenza tutti questi punti di monitoraggio sono pesantemente condizionati dai processi infiltrativi.

La Polla delle Anatre rappresenta l'esempio più significativo dei fenomeni di pistonaggio: la portata idrica, in assenza di apporti rimane molto costante durante l'intero anno a dimostrazione della presenza di una lenta circolazione delle acque nel reticolo delle discontinuità poco carsificate dell'ammasso carbonatico e di quello basale. In occasione di precipitazioni abbondanti si osservano temporanei incrementi del flusso idrico, legati alle onde di pressione generate dai processi infiltrativi che rimobilizzano acque più mineralizzate e calde che soggiornano nei settori meno permeabili dell'ammasso roccioso (microfratturazioni e giunti di strato). Di conseguenza durante tali episodi la conducibilità elettrica e la temperatura presentano evidenti incrementi dei valori, sincroni con l'andamento della portata (Fig 29 e 30). Anche durante gli episodi legati ai processi di fusione nivale quando si infiltrano acque con temperature prossime a 0°C si notano incrementi delle temperature di alcuni decimi di grado legati a questi fenomeni di pistonaggio. Occorre evidenziare che lo spessore

dell'ammasso roccioso sovrastante alla Polla delle Anatre è intorno a 120 m ed è caratterizzato da una notevole presenza di microfrazture e giunti di strato che costituiscono un acquifero con significativi volumi idrici a bassissima velocità di flusso sotterraneo (Foto 22).

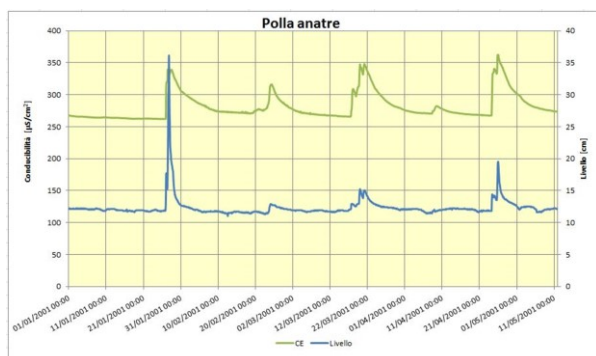


Fig. 29 – Andamento portata-conducibilità gennaio-maggio 2001

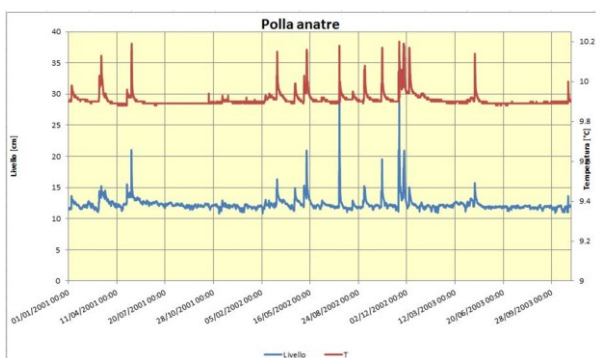


Fig. 30 – Andamento portata-temperatura acqua gennaio-settembre 2001



Foto 22 – Fratturazione e discontinuità dell'ammasso carbonatico nella zona sovrastante la grotta

Altre venute idriche secondarie denominate Polletta e Milano presentano una modalità di funzionamento simile alla Polla delle Anatre anche se sono caratterizzate da portate molto più ridotte. In assenza di precipitazioni dirette il flusso idrico è estremamente modesto, nei periodi più secchi costituito solo da gocciolii

che in seguito ad apporti significativi passano a portate massime di poco inferiori ad 1 l/s. Il picco di piena complessivo (incremento e decremento) ha una durata non elevata, in genere compreso tra una o due settimane se non intervengono ulteriori precipitazioni (Fig. 31 e 32). La risposta alle precipitazioni è caratterizzata da un aumento della portata piuttosto rapido, nell'arco anche di poche ore, con un *trend* delle due venute molto simile (Fig. 33). L'andamento dei valori della temperatura dell'acqua di Polletta e Milano è altrettanto paragonabile con marcati aumenti in parallelo a quelli della portata idrica che sottolineano la presenza di fenomeni di pistonaggio (Fig. 31).

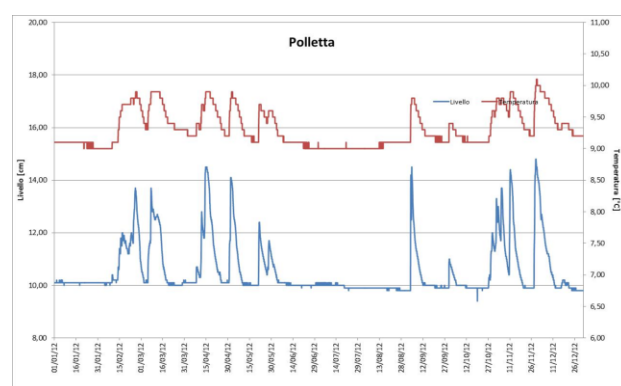


Fig. 31 – Andamento portata-temperatura acqua nel 2012

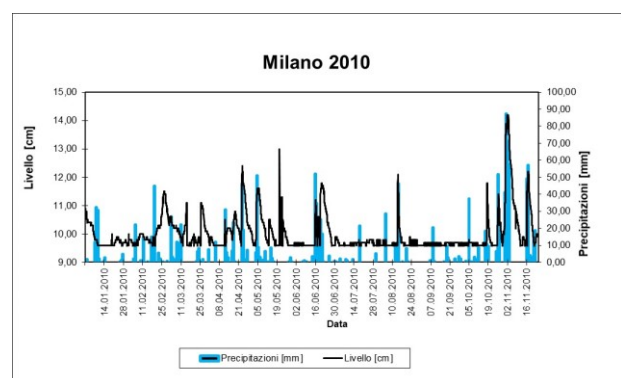


Fig. 32 – Andamento portata-precipitazioni nel 2010

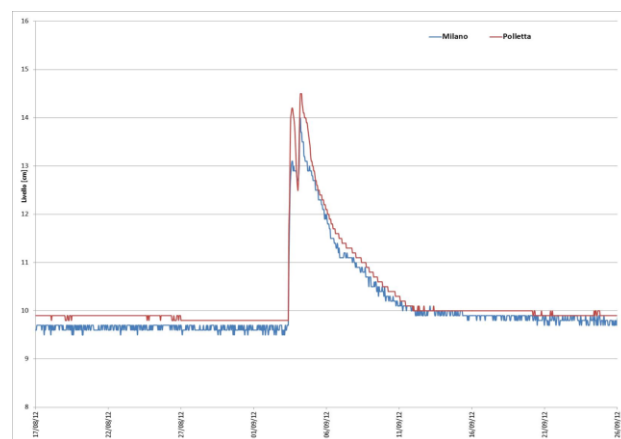


Fig. 33 – Andamento dei livelli Polletta e Milano durante l'evento di piena nel settembre 2012

Più complesso è l'andamento della conducibilità elettrica di tutte e due le venute, in genere caratterizzato da temporanei decrementi dei valori durante la prima fase della piena (Fig. 34 e 35). Occorre evidenziare come queste venute presentano un valore di mineralizzazione decisamente elevato sottolineato da tenori della conducibilità elettrica che raggiungono alla Polletta i 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e a Milano superano anche i 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$. L'andamento di questo parametro è pesantemente condizionato dallo stato di saturazione dell'ammasso roccioso carbonatico e di quello della meta-vulcaniti presenti in prossimità di tali venute. Il temporaneo decremento della conducibilità elettrica durante la prima fase della piena sembra essere legato a fenomeni di pistonaggio che rimobilizzano le acque presenti nelle rocce vulcaniche caratterizzate da una minore mineralizzazione. Alla venuta Polletta il temporaneo decremento dei valori della conducibilità elettrica in genere ha una durata maggiore, che raggiunge anche alcuni giorni (Fig. 34) mentre a Milano si osserva solo un picco negativo molto breve della durata di poche ore (Fig. 35).

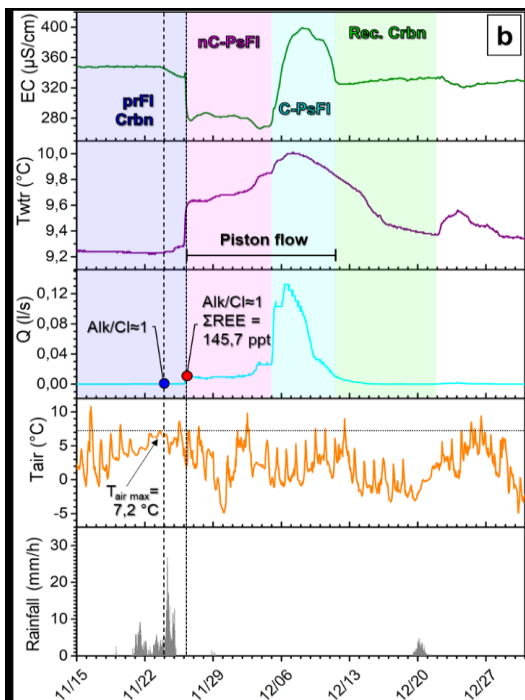


Fig. 34 – Polletta: andamento portata-temperatura-conducibilità durante la piena eccezionale del novembre 2106 (da Nannoni 2019)

Altre venute idriche tenute sotto monitoraggio come Polla Orso, Onda e Balena sono caratterizzate sempre da una risposta di tipo impulsionale: in assenza di precipitazioni hanno

una portata nulla mentre in seguito a rilevanti apporti raggiungono valori vicini ad 1 l/s. Questo particolare andamento del flusso idrico è tipico delle situazioni delle sorgenti di “troppo-pieno”, legate ad una attivazione dei livelli più alti della rete di drenaggio durante rilevanti apporti quando le vie di flusso più basse non sono in grado di far defluire maggiori portate.

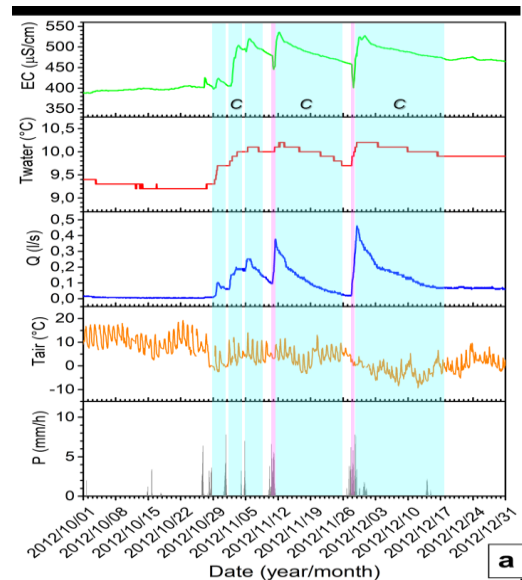


Fig. 35 – Venuta Milano: andamento portata-temperatura-conducibilità delle piene dell'autunno 2012 (da Nannoni 2019)

E' possibile che in queste ventate, impostate in una complessa rete di discontinuità dell'ammasso roccioso, avvenga un fenomeno simile con una circolazione idrica che in assenza di apporti segue altre vie di flusso mentre durante le piene sono attivate le vie di drenaggio più permeabili. In questi punti di monitoraggio il contatto tra le rocce carbonatiche e le meta-vulcaniti sembra giocare un ruolo importante essendo tutte le venute ubicate o in corrispondenza di tale contatto (Polla dell'Orso) o in prossimità di esso (Onda e Balena). Anche questi apporti sembrano essere caratterizzati da fenomeni di pistonaggio con aumenti in parallelo dei valori della portata, temperature e conducibilità elettrica delle acque (Fig. 36).

Una altra serie di ventate tenute sotto monitoraggio sono gli stillicidi caratterizzati da un flusso idrico molto ridotto e rappresentativo della circolazione idrica nelle microfrazioni dell'ammasso roccioso. La loro portata viene rilevata con dei pluviografi ubicati al di sotto di tali stillicidi. I due punti di rilevamento sono ubicati in prossimità del laboratorio principale:

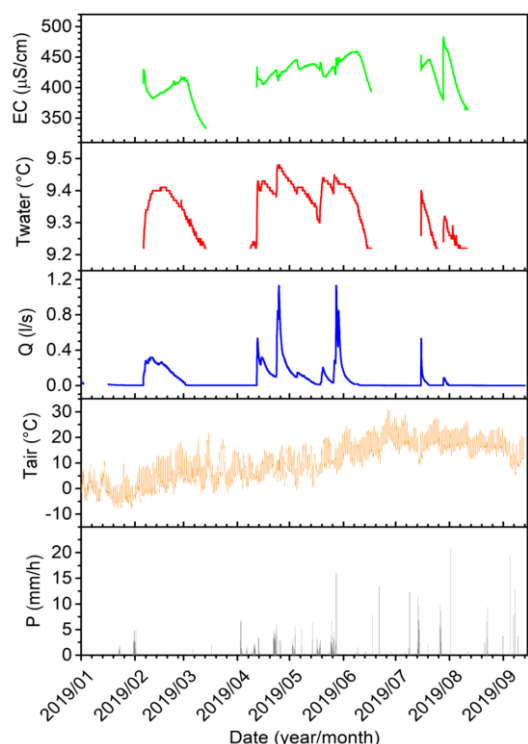


Fig. 36 – Polla dell'Orso: andamento portata-temperatura-conducibilità nel periodo gennaio- settembre 2019

il primo presso l'ingresso è denominato Cancellò, mentre il secondo è presente nella saletta attigua denominate Sacrestia. In tale settore sono presenti due pluviografi e un misuratore delle altezze idriche di un piccolo laghetto che raccoglie l'intero flusso degli stillicidi di questa zona. Occorre evidenziare che questo settore della cavità si trova ad una profondità intorno ai 20 m dalla superficie e quindi viene pesantemente condizionato dai processi infiltrativi. L'andamento del flusso idrico risente quindi pesantemente di tale situazione e presenta valori molto bassi o nulli in assenza di precipitazioni e marcati incrementi, di breve durata, durante i principali eventi infiltrativi (Fig. 37).

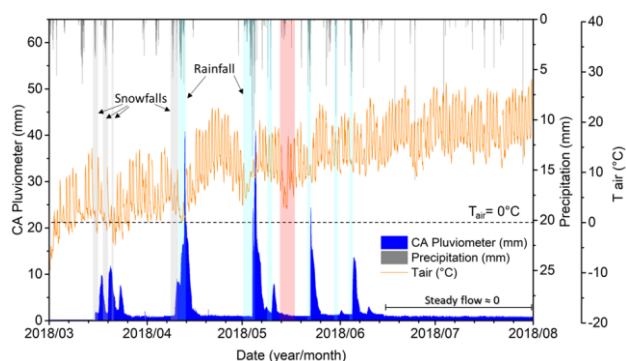


Fig. 37 – Stillicidio Cancellò: andamento del flusso idrico, temperature aria e precipitazioni nel periodo marzo-agosto 2018

Sempre rappresentativo della circolazione del flusso idrico nel reticolo delle fratture dell'ammasso carbonatico ma ora monitorato ad una profondità dalla superficie di alcune centinaia di metri è l'apporto denominato Laghetti pensili. Le acque di tale zona vengono raccolte con un grosso telo e fatte defluire in un contenitore dotato di un piccolo bocca a stramazzo triangolare (Foto 23). Nel contenitore è installata una sonda multiparametrica per la misura del livello, della temperatura e conducibilità elettrica delle acque (fig. 38). Anche se i dati sono rilevati soltanto a partire da gennaio 2019 è possibile apprezzare il comportamento di tale venuta caratterizzata da una portata molto costante (intorno a 0.16 l/minuto) e per nulla influenzata dagli apporti infiltrativi.



Foto 23 – Il sistema di monitoraggio della venuta Laghi pensili

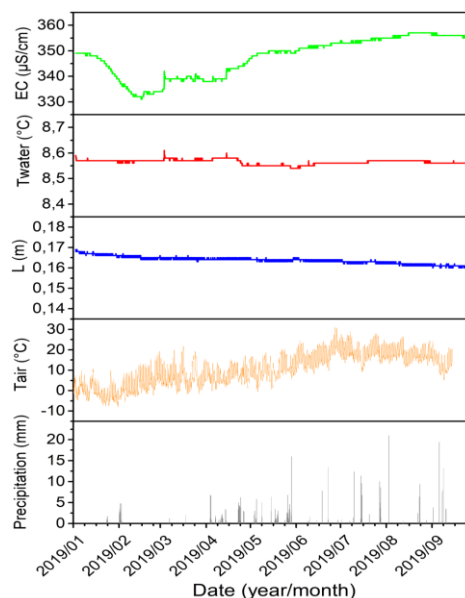


Fig. 38 – Laghetti Pensili: andamento portata-temperatura-conducibilità, precipitazioni e temperature aria nel periodo gennaio- settembre 2019

Anche il valore della temperatura rimane molto costante nel tempo (intorno a 8.58 °C) mentre la conducibilità elettrica presenta blande variazioni comprese tra 355 e 335 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Tale comportamento è tipico di una circolazione idrica molto lenta impostata nell'ammasso carbonatico microfratturato, con una risposta idrodinamica e chimico-fisica che tende ad annullare il segnale esterno.

Conclusioni

Grazie ai numerosi dati raccolti attraverso il monitoraggio di molteplici punti d'acqua presenti nel sistema di Bossea (collettore ed apporti secondari), dei test con traccianti e dei rilevamenti geologici, si ha un quadro sufficientemente esauriente del funzionamento dell'acquifero di Bossea che può essere esteso anche a molti altri sistemi carsici esistenti nel mondo. Il dato più interessante riguarda i diversi modelli concettuali elaborati in base allo studio del flusso sotterraneo. La circolazione nelle vie di drenaggio preferenziale (collettori carsici) è guidata in parte dall'arrivo delle acque di neoinfiltrazione (dove sono state calcolate con i traccianti velocità comprese tra 600-2400 m/giorno) ed in parte dai miscelamenti con acque presenti nell'acquifero (zona satura delle gallerie "a pieno carico" e nei reticoli di fratture). Nella zona "non satura" impostata prevalentemente nel reticolo delle fratture e discontinuità dell'ammasso roccioso dominano, nelle porzioni più superficiali ed in quelle dotate di una maggiore permeabilità (carsificazione molto ridotta), i processi di pistonaggio. In queste porzioni i fenomeni infiltrativi rimobilizzano acque che si spostano con velocità piuttosto lente (5-60 m/giorno) ma a causa della trasmissione delle pressioni idrauliche (onde di pressione) forniscono una risposta idrodinamica molto rapida. Il confronto tra la portata del collettore carsico e alcuni apporti secondari (Fig. 39) evidenzia questo fenomeno. Ad eccezione dei periodi in cui il sistema viene alimentato dai processi di fusione nivale, molto differenti per quota ed esposizione e di conseguenza con risposte diverse tra il collettore e gli apporti secondari, si osserva nell'idrogramma un andamento molto simile. Infine nel sistema di Bossea è anche documentato l'apporto delle porzioni meno permeabili dell'acquifero dove prevalgono i fenomeni di "omogenizzazione"

(esempio apporto dei Laghi pensili) e che sostengono la portata idrica nei lunghi periodi di assenza di apporti infiltrativi.

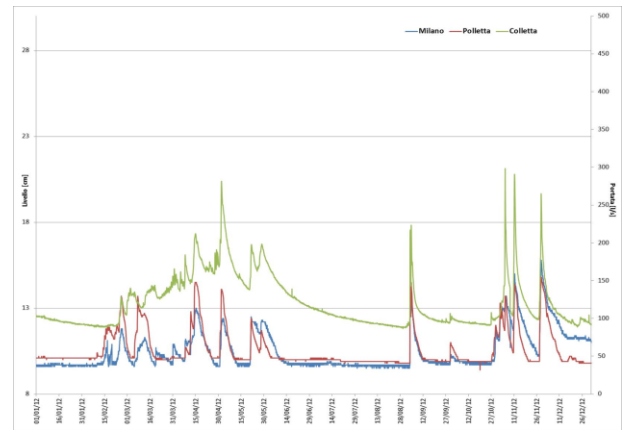


Fig. 39 – Andamento della portata del collettore (in verde) e di due apporti secondari (rosso e blu)

I dati fin ora riportati sono soltanto un breve riassunto dell'enorme mole di lavoro che è stato realizzato finora dai gruppi di ricerca impegnati nello studio del sistema carsico di Bossea. A partire da cinquanta anni fa, quando un gruppo di appassionati ha iniziato ad installare i primi strumenti gli studi sono andati avanti poco per volta e, grazie anche al contributo degli enti pubblici e privati, in particolare del CAI e del Politecnico di Torino, il Laboratorio si è dotato di strumentazioni sempre più sofisticate ed affidabili. Ma, ancora oggi, tutte le ricerche che vengono condotte sono guidate innanzitutto dalla determinazione di poche persone che sono riuscite a creare uno dei laboratori sotterranei più importanti a livello internazionale per lo studio dei fenomeni carsici. Purtroppo tale struttura è ancora poco conosciuta a causa della carenza delle pubblicazioni finora realizzate. Solo in questi ultimi anni, grazie anche al contributo di ricercatori che collaborano con il Laboratorio, sono stati realizzati alcuni lavori destinati a riviste scientifiche diffuse a livello internazionale.

Bibliografia

- ANTONELLINI, M., NANNONI, A., VIGNA, B., DE WAELE, J., 2019 - Structural control on karst water circulation and speleogenesis in a lithological contact zone: The Bossea cave system (Western Alps, Italy). *Geomorphology* 345, 106832. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.07.019>
- BANZATO C, DALLAGIOVANNA G., MAINO M., PEANO G., VIGNA B., 2011 - Correlation between the geological setting and groundwater flow: the Bossea karst underground laboratory. *Geotitalia* 2011, Epitome 4, Torino, 19-23 settembre 2011, p. 14.

- CIVITA M. GANDOLFO M. PEANO G. VIGNA B., 2004 - The recharge-discharge process in Bossea Cave groundwater basin (NW Italy). Progress in Surface and Subsurface Water Studies at Plot and Small Basin Scale. Convened by: ERB, UNESCO/IHP (NE FRIEND Project 5) and National Research Council of Italy (CNR) – Research Institute for Geo-Hydrogeological Protection, pp. 145-151.
- CIVITA M., GREGORETTI F., MORISI A., OLIVERO G., PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA E., VITTONI F., 1990. Atti della stazione scientifica della Grotta di Bossea, 136 pp.
- CIVITA M., PEANO G., VIGNA B., 1984 - La stazione sperimentale della Grotta di Bossea nel quadro delle ricerche idrogeologiche sui sistemi carsici del Monregalese (Alpi Marittime). Atti 72° Congr. Soc. Geol. It., 29, pp. 187-207.
- FIORUCCI A., MOITRE B., VIGNA B., 2015a - Hydrogeochemical study of Bossea karst system. Proceedings of the International Symposium in environmental safety and construction in karst areas. Perm, Russia, 26-29 May 2015, pp. 290-294.
- FIORUCCI A., VIGNA B., 2015b - Hydrogeochemical study of some springs in the Ligurian and Maritime Alps (Piedmont, Italy). Proceedings of the second Russian scientific Conference Water-Rock interaction: Geological evolution. 06-11 September 2015, Vladivostok, Russky Island, FEFU Campus, Russia, pp. 229-233.
- NANNONI, A., 2019 - Unsaturated flow in a structurally complex karst aquifer. Tesi di Dottorato XXXII ciclo, Università di Bologna.
- PEANO G., VIGNA B., VILLAVECCHIA E., AGNESOD G., 2011 - Radon exchange dynamics in a karst system investigated by radon continuous measurements in water: first results. Radiation Protection Dosimetry, 145 (2), pp. 173-177.
- VIGNA B., DOLEATTO D., 2008 - La circolazione idrica nella zona non satura di Bossea. Ambiente carsico: I progressi degli studi in Italia sulla soglia del XXI secolo. Bossea, 21-22 maggio 2005, pp. 51-63.
- VIGNA B., BANZATO C., 2012 - The snow melting process, Flowpath 2012. Hydrogeology pathways, Bologna (Italy) 20-22 giugno 2012, pp. 1-2.
- VIGNA B., FIORUCCI, A., NANNONI, A., DE WAELE, J., 2017 - Vadose Zone Hydrogeology in The Bossea Cave. 17th International Congress of Speleology. Sydney, NSW, Australia, July 22-28, 2017, 222–225.
- VIGNA B., PEANO G., VILLAVECCHIA E., DE WAELE, J., 2017 - The Karstological Subterranean Laboratory of Bossea Cave (N Italy). 17th International Congress of Speleology. Sydney, NSW, Australia, July 22-28, 2017, 447–451.