



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

Caratterizzazione del flusso in acquiferi carbonatici fratturati dell'Italia centrale per la gestione e la protezione delle risorse idriche sotterranee

Francesca Banzato

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, XXIV Ciclo

Docente guida:

Prof. Marco Petitta

INDICE

<i>CHARACTERIZATION OF FLOW IN FRACTURED CARBONATE AQUIFERS IN CENTRAL ITALY FOR MANAGEMENT AND PROTECTION OF GROUNDWATER RESOURCES</i>	3
1 INTRODUZIONE	6
1.1 FINALITA' DELLA TESI	7
2 STATO DELL'ARTE	15
3 METODOLOGIE	23
3.1 ANALISI GEOLOGICO-STRUTTURALE	23
3.2 ANALISI IDROGEOLOGICA	23
3.2.1 Misure di portata	24
3.2.2 Curve di esaurimento	25
3.2.3 Analisi delle variazioni dei livelli piezometrici e test con Flowmeter	27
3.3 STRUMENTI E METODOLOGIE PER L'ANALISI GEOCHIMICA	29
3.3.1 Misure dei parametri chimico-fisici	30
3.3.2 Misura della concentrazione degli ioni secondo il metodo della cromatografia ionica.....	33
3.3.3 Isotopi dell'idrogeno e dell'ossigeno	34
3.3.3.1 Correlazioni δD e $\delta^{18}O$	37
3.3.3.2 Correlazioni di δD e $\delta^{18}O$ con l'altitudine	40
3.4 ANALISI CLIMATOLOGICA.....	41
3.5 RACCOLTA DATI SU PIATTAFORMA GIS	45
4 RISULTATI DEL BACINO DEL FIUME ASO	47
4.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO REGIONALE.....	47
4.1.1 Assetto geologico-stratigrafico.....	47
4.1.2 Assetto strutturale.....	48
4.1.3 Assetto idrogeologico.....	51
4.2 ANALISI DELL'ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE E IDROGEOLOGICO DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO	56
4.2.1 Assetto geologico-stratigrafico.....	57
4.2.2 Assetto strutturale.....	62
4.2.3 Assetto idrogeologico.....	64

4.3	ANALISI IDROGEOLOGICA DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO	67
4.3.1	Misure di portata	67
4.3.2	Taratura delle stazioni idrometriche e Curve di esaurimento	79
4.3.3	Analisi delle variazioni dei livelli piezometrici e test con Flowmeter	86
4.4	RISULTATI DELL'ANALISI GEOCHIMICA ED ISOTOPICA	92
4.5	ANALISI CLIMATOLOGICA E VALUTAZIONE DELLA RICARICA DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO	102
5	RISULTATI DEL BACINO DEL FIUME SAGITTARIO	111
5.1	INQUADRAMENTO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO REGIONALE.....	111
5.1.1	Assetto geologico-stratigrafico e strutturale.....	111
5.1.2	Assetto idrogeologico.....	112
5.2	ANALISI DELL'ASSETTO GEOLOGICO STRUTTURALE E IDROGEOLOGICO DELL'ALTO BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO	116
5.2.1	Assetto geologico-stratigrafico.....	118
5.2.2	Assetto strutturale.....	128
5.2.3	Assetto idrogeologico.....	130
5.3	ANALISI IDROGEOLOGICA DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO	132
5.3.1	Misure di portata	132
5.3.2	Curve di esaurimento	137
5.4	RISULTATI DELL'ANALISI GEOCHIMICA ED ISOTOPICA	139
5.5	ANALISI CLIMATOLOGICA E VALUTAZIONE DELLA RICARICA DELL'ALTO BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO	146
6	DISCUSSIONE	154
6.1	DISCUSSIONE DEI RISULTATI DELLO STUDIO CONDOTTO NEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO	154
6.2	DISCUSSIONE DEI RISULTATI DELLO STUDIO CONDOTTO NEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO	161
7	CONCLUSIONI.....	166
8	BIBLIOGRAFIA	168

CHARACTERIZATION OF FLOW IN FRACTURED CARBONATE AQUIFERS IN CENTRAL ITALY FOR MANAGEMENT AND PROTECTION OF GROUNDWATER RESOURCES

The peculiarities of karst aquifers make them strategic resources which, however, are not yet exploitable because of objective difficulties that are found in their study. Indeed, it is recognized the importance of carbonate aquifers for water sourcing (BAKALOWICZ, 2005; CIVITA, 2008; GOLDSCHIEDER & DREW, 2007; VIGNA, 2002), but often the inadequacy of the investigation methods together with their inaccessibility due to morphological factors, does not allow an adequate investigation.

For this reason, a study was carried out with a multidisciplinary approach, which made possible to compare, analyze and validate the results obtained by the different techniques of investigation. Final result is the characterization of fractured aquifers and of their baseflow, as well as the evaluation of the influence of the variability of recharge on the groundwater regime.

This study describes the results obtained in two areas of the central Apennines, which are representative of the Umbria-Marche and Lazio-Abruzzi geological domains.

The upper basin of Aso river is located in the south-eastern area of “Sibillini Mounts National Park”, surrounded by some of the higher reliefs of Sibillini Mounts: Mt. Vettore, Mt. Porche and Mt. Sibilla. Here outcrop the pelagic Mesozoic–Cenozoic Umbria-Marche succession, whose formations are involved by the Olevano-Antròdoco-Monti Sibillini or OAMS Thrust (PIERANTONI *et alii*, 2005) and have a structural setting characterized by an asymmetric, east-verging anticline with box-fold geometry.

Groundwater of the Aso River has been evaluated between 1400 L/s (BONI *et alii*, 2010, NANNI *et alii*, 2010) and 1800 L/s (MASTRORILLO *et alii*, 2012) and about 530 L/s of those (Foce spring) are tapped for drinking use by a tunnel drainage.

The Sagittario river is located in the Northern Montagna Grande (Eastern Marsica, Abruzzi) where the Cavuto springs represent the main discharge of Basal aquifer, with an average flow rate evaluated in 1800 L/s (BONI & RUISI, 2005). Here outcrop Mesozoic and Cenozoic carbonate deposits, belonging to different palaeogeographic domains (from platform to slope-to-basin); this unit is placed in contact with synorogenic flysch deposits by significant tectonic lines that are predominantly N-S and NNW-SSE oriented.

The work has been carried out by a multidisciplinary approach including geological, hydrogeological, hydrochemical-isotope and climatic aspects.

In particular, the analysis and elaboration of latest geological-stratigraphic and structural data allowed to define the major regional carbonate aquifers, to locate structural elements that can affect groundwater circulation and to identify stratigraphic elements leading to the presence of local or regional flow.

The hydrogeological analysis is based on the direct measurements of discharge, on the baseflow recession analysis, on the evaluation of annual changes in piezometric levels and on the implementation of vertical log with Flowmeter. The results obtained have allowed to evaluate the flow rate and the seasonal and annual

variability, also related to climate change, and the intrinsic characteristic of the aquifer systems; in addition, it was possible to determine vertical component of groundwater flow and to detect any interactions with adjacent aquifers and/or to differentiate separate flow coming from aquifers shallow.

The chemical and isotopic data were useful to individuate a sole circulation or to confirm the presence of separate groundwater flows, identified on the basis of geological and hydrogeological data. Furthermore, the isotopic data allow to define the average elevation of recharge area of main springs, while the results of chemical analysis have provided information about the hydrodynamic conditions in the aquifers and the different circulation systems drained by nearby springs which have or not similar chemistry.

Finally, in the investigated areas, the detailed analysis of temperature, rainfall and snow data (in terms of thickness variation of snowpack or amount felt on the ground) and, then, of “Effective Rainfall”, have allowed to obtain important considerations on the meteoric inflows and its relations with the variability of the groundwater regime.

The total amount of base flow of the Aso River in 2009-2012 has been evaluated in about 1900 L/s, ranging between about 2200 and 1500 L/s. The multidisciplinary approach made it possible to identify three regional groundwater flows inside the “Basal”, “Maiolica” and “Scaglia calcarea” aquifers. The flow of the river is mainly supported by Foce and linear springs of the Basal aquifer (more than 70%), whose recharge area has been evaluated in about 40 Km² by geological-tectonic and isotopic results: underground drainage occurs mainly in a direction NNW-SSE, from South to North.

Shallow alluvial-detritic aquifer of “Gardosa Plain”, connected with Basal aquifer, supplies the spring of Aso and Foce lake: this happens only in the wettest years, when the rise of the groundwater table feeds a flowpath from Basal to shallow aquifer.

Recharge of the Basal aquifer is due to melting snows and subordinately to rainfall: the delay between the beginning of the snowmelt and discharge increase was estimated on about one month. The baseflow recession analysis also shown that the basin of the Aso river is the main destination of the Basal groundwater flow in the south-eastern part of the Sibillini Mountains ridge.

Maiolica and “Scaglia calcarea” aquifers also contribute to the discharge of Aso river with, respectively, 240 L/s and 290 L/s (referred to the 2009-2012 period): the recharge areas outcrop northwards and their extension depends on the variation of meteoric inflow, that affects the involvement of more extensive areas of aquifers when the recharge is greater.

Influence of the snow on the recharge of aquifers of Sibillini has also been confirmed by the negative rainfall gradient (-41,3 mm/100 mt), because as the altitude increases the rains are replaced by snow, and by coefficient of Lauscher (LAUSCHER, 1954) that is over 50% above 1300 meters a.s.l.

The analysis of the Effective Infiltration, evaluated on the basis of the temperature, rainfall and snow data, showed a great variability depending on the areal extension, the local relief and annual climatic variations: a mean value for 2008-2012 period of about 1020 mm/year has been calculated, ranging between 630 and above 1400 mm/year. In addition, the water budget has provided a mean net infiltration of 990 mm/year,

ranging between 735 and 1220 mm/year, values comparable with those obtained from the analysis of climate data.

Measurements of discharge in the Sagittario River were carried out in 2009-2010, between San Domenico dam and Cavuto spring group, that have shown how the flow rate in this area is strongly influenced by the presence of hydrodiversion. In fact, the volumes of water released immediately and about 1,5 Km downstream of the dam, evaluated in about 50 and 320 L/s, move through the soil surface into the ground, leaving part of the riverbed dry. The Cavuto spring group, whose average base flow in 2009-2010 has been evaluated in 1860 L/s, is fed both by meteoric recharge due to rainfall and snow, but also by approximately 225 L/s of groundwaters that infiltrate directly into the riverbed.

The baseflow recession analysis provided that the recession coefficient α increases with time: this has been interpreted as temporarily flooded caves in the northern karst region of Montagna Grande.

Indeed, analysis of climatic data referred to 2002-2012, returned a wide range of effective rainfall with an average value of about 670 mm/year; instead, for 2009-2010 the average value is 925 mm/year, reflecting that these two years have been characterized by particularly high recharge rate. In addition, the water budget carried out by assuming an area of 53 Km², identified on the basis of geological-structural setting, allowed to determine an average value of Effective Infiltration for the 2009-2010 of almost 970 mm/year, very close to that calculated by the “Indirect method” (BONI *et alii*, 1986).

The study conducted in the carbonate basins of the rivers Aso and Sagittario, based on multi-disciplinary methodologies, allowed the detailed evaluation of the annual and multiannual range of the “Effective Rainfall”, especially with regard to snow, and the validation of Conceptual Hydrogeological Models by comparing the Direct and Indirect hydrogeological method of budget analysis.

1 INTRODUZIONE

Negli ultimi decenni, la protezione dell'ambiente, in condizioni di sviluppo sostenibile è diventata una questione cruciale per la sopravvivenza umana, alla luce anche dei fenomeni sempre più frequenti e diffusi di carenza idrica e siccità nell'Unione Europea. Non è più cosa poco diffusa lo squilibrio a lungo termine derivante dalla domanda di acqua superiore alle risorse idriche disponibili. È stato stimato che fino al 2007, almeno l'11% della popolazione europea e il 17% del suo territorio erano stati colpiti dalla scarsità di acqua, mentre il costo della siccità in Europa negli ultimi 30 anni era pari a 100 miliardi di euro. La Commissione Europea si aspetta un ulteriore deterioramento della situazione delle acque in Europa, se le temperature continueranno ad aumentare a causa del cambiamento climatico. L'obiettivo principale della politica delle acque dell'Unione europea è, quindi, quello di garantire l'accesso ad acque di buona qualità in quantità sufficiente per tutti gli europei ed il buono stato di tutti i corpi idrici in tutta Europa. Pertanto, i procedimenti e le azioni devono essere istituiti al fine di prevenire e mitigare la scarsità di acqua e di situazioni di siccità, con la priorità di muoversi verso un'economia dell'acqua ad alta efficienza e di risparmio idrico (Fonte: http://ec.europa.eu/environment/water/quantity/scarcity_en.htm).

La tutela delle acque potabili e quindi delle risorse idriche in quantità e qualità è quindi indispensabile. Gli acquiferi carsici sono di straordinaria importanza nell'approvvigionamento idrico dei paesi Europei, ed in particolare per quelli del bacino del Mediterraneo, dove gli affioramenti di rocce carbonatiche ne costituiscono una gran parte (EUROPEAN COMMISSION, 1995).

L'Italia, per essere più specifici, è ricca di importanti sorgenti alimentate da serbatoi carbonatici, con diversi gradi di carsificazione; il progressivo deterioramento qualitativo e quantitativo delle acque potabili dagli acquiferi alluvionali li rende delle risorse strategiche, che devono essere identificate attraverso un nuovo piano interregionale per la raccolta e distribuzione delle acque (CIVITA, 2008). Questa esigenza, ed il fatto che ognuno di questi acquiferi ha le proprie caratteristiche distintive, determina la necessità che siano oggetto di numerosi studi finalizzati alla comprensione di come funzionano e alla valutazione precisa del grado di vulnerabilità, così che le loro acque possano essere usate razionalmente e siano definite con precisione le "aree di salvaguardia", come richiesto dalla legislazione (EU 2000, 2006; GAZZETTA UFFICIALE, 2006 e successive modificazioni). Il progetto COST Action 65 "*Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas*" (1995), supportato dall'Unione Europea, rappresenta un punto di partenza della ricerca idrogeologica applicata agli acquiferi carsici in quanto ha permesso, in primo luogo, di valutarne il grado di conoscenza e, quindi, di migliorare e sviluppare nuovi approcci a progetti di ricerca finalizzati alla protezione della risorsa idrica, mediante la caratterizzazione dei sistemi carsici sotterranei e lo sviluppo di nuove metodologie di esplorazione.

BAKALOWICZ (2005) ha evidenziato che spesso gli acquiferi carsici non sono utilizzati come risorsa idrica, laddove possibile, a causa delle difficoltà di sfruttamento e per la loro vulnerabilità; GOLDSCHIEDER & DREW (2007), tuttavia, ne evidenziano il ruolo cruciale, sottolineando come l'utilizzo di metodologie

multidisciplinari e di tecniche di investigazione specifiche, possono permettere lo studio dei sistemi idrogeologici carsici.

È chiaro che il termine “acquifero carsico” ricopre un range molto ampio di scenari idrogeologici che implicano differenti potenziali di sfruttamento: da acquiferi in rocce prevalentemente fratturate (caratterizzati da una risorsa con un indice di variabilità basso e da una scarsa vulnerabilità, poiché le acque sotterranee permangono per un lungo periodo nella matrice rocciosa) a quelli estremamente carsificati (con flussi molto variabili in termini di qualità e di quantità). Lo scenario idrogeologico in Italia è in grado di fornire una vasta gamma di esempi che rientrano tra questi due estremi, o anche alcuni esempi con componenti idrodinamiche miste. Al fine di valutare la quantità di una fonte d’acqua utilizzabile, di determinarne la qualità e di garantire la protezione della sorgente stessa, è necessario effettuare uno studio multidisciplinare che porti a comprendere come funziona il sistema acquifero (CIVITA, 2008).

1.1 FINALITA’ DELLA TESI

In questa ottica si inserisce questa Tesi di Dottorato che si propone di analizzare con un approccio multidisciplinare le variabili che entrano in gioco nell’analisi idrogeologica quantitativa riferita ad acquiferi carbonatici fratturati dell’Appennino centrale, caratterizzati da una permeabilità primaria bassa ma da una diffusa permeabilità secondaria, legata allo sviluppo di fratture di origine tettonica e/o di reticoli carsici.

L’obiettivo del progetto è la valutazione delle diverse componenti che influenzano la circolazione e la quantificazione dell’influenza dei singoli parametri nella ricarica delle idrostrutture.

Le principali risorse idriche sotterranee dell’Appennino centrale sono ubicate ai limiti di grandi idrostrutture carbonatiche, in corrispondenza di importanti elementi tettonici e/o di limiti stratigrafici tra formazioni a permeabilità sostanzialmente diversa. Queste grandi idrostrutture sono spesso caratterizzate da forme carsiche epigee e ipogee. La particolarità del carsismo appenninico è rappresentata dalla presenza quasi esclusivamente in superficie di sviluppate piane carsiche (polje), che costituiscono aree molto estese di infiltrazione diffusa, e in profondità di cunicoli e condotti carsici. Le grandi sorgenti carbonatiche si trovano generalmente ai limiti delle strutture, dove sono assenti o limitate le forme carsiche per la recente deposizione di sedimenti continentali Plio-quadernari (BONI *et alii*, 1986).

Si è scelto di effettuare questo studio su sorgenti e corsi d’acqua alimentati da acquiferi che ricadono in due grandi domini carbonatici, quello Laziale-Abruzzese e quello Umbro-Marchigiano.

Per quanto riguarda il dominio Umbro-Marchigiano, la circolazione idrica sotterranea risulta influenzata sia dalle caratteristiche strutturali, tipiche di una catena a pieghe e sovrascorrimenti, sia dai rapporti stratigrafici legati alla presenza di intercalazioni marnose-argillose con funzione di acquiclude e aquitard, le quali danno origine a circolazioni idriche “sospese”, nei complessi della Maiolica e della Scaglia Calcarea (BONI *et alii*,

2010a) che si sovrappongono a quella “basale”, più profonda, che caratterizza il complesso Calcarea Basale (Figura 1.1).

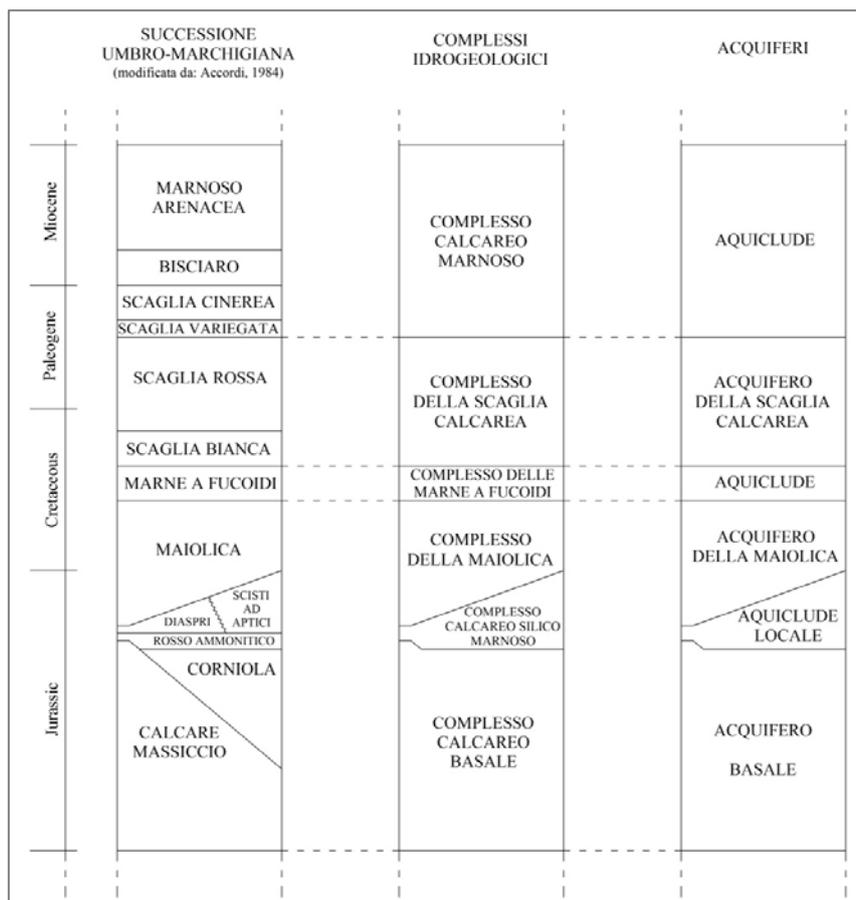


Figura 1.1 – Schema dei rapporti stratigrafici fra successione stratigrafica umbro-marchigiana, complessi idrogeologici e acquiferi (da BONI *et alii*, 2010 a).

Infatti, l’assetto strutturale che caratterizza questo settore dell’Appennino centrale è quello tipico di una catena a pieghe a prevalente vergenza orientale, con assi che ruotano da una direzione meridiana ad una direzione appenninica. La dominante componente traslativa, che ha dato origine al rilievo, ha prodotto una serie di sovrascorrimenti e faglie inverse, molto evidenti sul fianco orientale e nord-orientale delle anticlinali, che ha causato il raccorciamento e l’accavallamento di termini più antichi su depositi più recenti (BONI *et alii*, 2010b). L’elemento strutturale principale è il sovrascorrimento dei Monti Sibillini, che si estende verso Sud fino a raccordarsi con il sovrascorrimento della “Linea Ancona-Anzio” e verso Nord va a congiungersi col fronte del margine appenninico-padano (CALAMITA & DEIANA, 1986; CALAMITA *et alii*, 1995; PIERANTONI *et alii*, 2005). Questo motivo tettonico regionale ha portato i termini meso-cenozoici interni sulle antistanti formazioni creta-palogeniche e mioceniche, ed è caratterizzato da una geometria arcuata a vergenza nord-orientale e convessità adriatica; nella porzione settentrionale l’andamento è appenninico, mentre in quella meridionale è circa N-S. A questo motivo compressivo si associano motivi secondari traslativi e faglie disgiuntive di trascinarsi, che hanno profondamente modificato l’originario assetto stratigrafico, e gli effetti della tettonica distensiva Plio-quadernaria.

Oltre ai motivi tettonici compressivi dominanti, che assumono la valenza di barriere idrauliche, si estende un territorio interessato da motivi tettonici secondari, che danno origine ad un assetto complesso e articolato, giocando un ruolo idrogeologico determinante nell'assetto idrostrutturale del territorio ed in particolare nella delimitazione dei grandi acquiferi regionali individuati e nella circolazione delle acque sotterranee, che si sviluppa secondo direttrici parallele ai più importanti elementi strutturali (BONI *et alii*, 2010b). Anche NANNI & VIVALDA (2005) sottolineano il ruolo determinante della tettonica e dell'assetto lito-strutturale che caratterizza gli acquiferi del dominio Umbro-Marchigiano, quale elementi fondamentali nel creare le condizioni idrogeologiche che ne favoriscono da un lato la delimitazione, ma permettono anche miscelamenti tra acque dei differenti acquiferi, ad esempio tramite la risalita di acque profonde lungo zone di frattura connesse a linee tettoniche e/o la presenza di serie lacunose o ridotte che permettono il contatto idraulico tra i diversi complessi.

Il bacino campione del dominio Umbro-Marchigiano, su cui si è concentrato il presente studio, è l'alto corso del fiume Aso, ubicato nel territorio del comune di Montemonaco (AP) sul versante sud-orientale della catena dei Monti Sibillini.

La valle del fiume Aso è stretta tra le vette più alte del gruppo montuoso: il Monte Vettore (2.476 m s.l.m.) e il Monte Sibilla (2.173 m s.l.m.) (Figura 1.2). Il fiume, che scorre trasversalmente alle dorsali carbonatiche, incide gli acquiferi calcarei, ricevendo consistenti apporti alla portata del flusso di base, costituendo il principale punto di recapito del versante orientale dei Monti Sibillini.

Il corso d'acqua si origina da un complesso sistema di emergenze naturali ed artificiali alimentate dall'Acquifero Basale, con una portata media complessiva di circa 1500 L/s, che vengono a giorno fra quota 950 e 830 m, in parte direttamente nell'alveo del fiume e in parte nella galleria drenante del sistema di captazione attualmente gestito dal CIIP Spa che preleva, da gallerie poste a quote superiori a 910 m, una portata media di 530 L/s (MASTRORILLO *et alii*, 2012). La chiusura del bacino carbonatico è a quota 735 m, in località Santa Maria in Casalicchio nella frazione di Tofe, al limite del quale il corso del fiume Aso, in assenza delle attuali condizioni di sfruttamento per scopi idropotabili ed idroelettrici, sarebbe caratterizzato da un valore del flusso di base pari a quasi 2000 L/s.

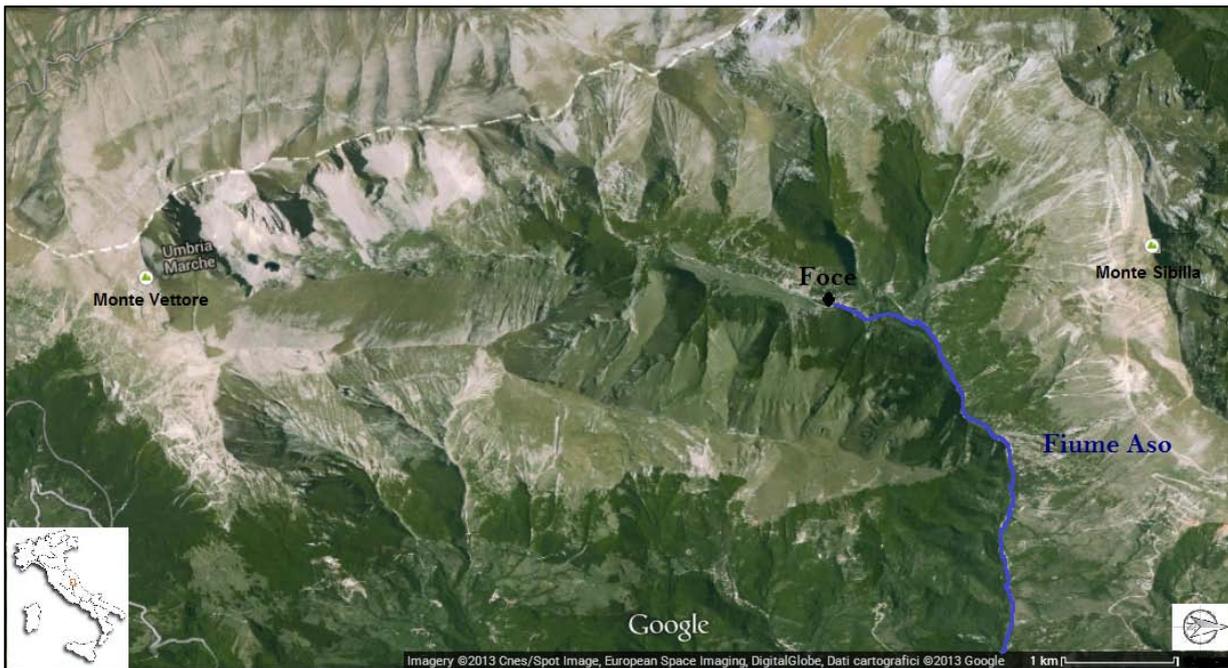


Figura 1.2 – Inquadramento geografico dell’alto bacino del fiume Aso.

Lo studio di questo bacino (NANNI & PETITTA, 2010; NANNI & PETITTA, 2012; MASTRORILLO *et alii*, 2012) è stato svolto nell’ambito di alcune ricerche sugli acquiferi carbonatici del Parco Nazionale dei Monti Sibillini (BONI & PETITTA, 2007; BONI *et alii*, 2010a; BONI *et alii*, 2010b).

Infatti, il Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa dell’Università “Sapienza” di Roma ha intrapreso a partire dal 2006 uno studio idrogeologico sui corsi d’acqua perenni dei Monti Sibillini, con l’obiettivo di identificare e caratterizzare gli acquiferi che alimentano le sorgenti. Questa ricerca ha permesso la ricostruzione di modelli idrogeologici concettuali di circolazione idrica sotterranea, suddivisi in funzione degli acquiferi. Il quadro idrogeologico regionale ricostruito da BONI & PETITTA nel 2007, inserisce l’alto bacino del fiume Aso nel Modello Idrogeologico degli Acquiferi dei Monti Sibillini Orientali (Figura 1.3) che comprende un’area di circa 110 km², a prevalente estensione Nord-Sud, fra Bolognola e le pendici del Monte Vettore. Il modello presentato ipotizza una continuità idraulica degli acquiferi Basale, della Maiolica e della Scaglia Calcarea e attribuisce una portata di magra complessiva delle emergenze nel bacino carbonatico dell’Aso pari a 1415 L/s.

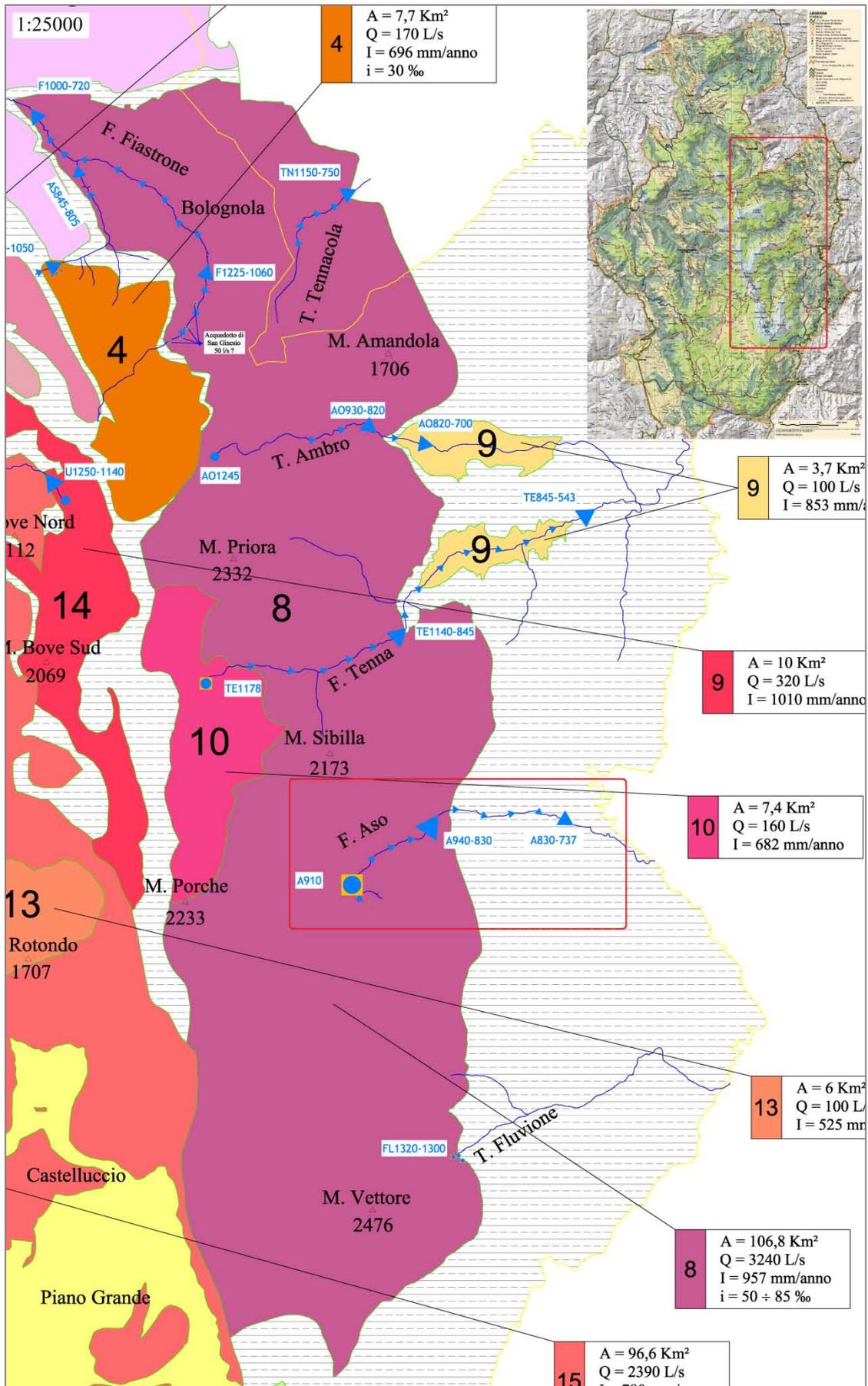


Figura 1.3 – Il bacino del fiume Aso nel Modello Idrogeologico degli Acquiferi dei Monti Sibillini Orientali (modificato da BONI & PETITTA, 2007).

La seguente Tesi di Dottorato è stata svolta nell'ambito della ricerca commissionata nel 2010 dal CIIP spa (Cicli Integrati Impianti Primari) alle Università "Sapienza" di Roma e "Politecnica delle Marche", che ha avuto come obiettivo principale lo "studio del bacino idrogeologico carbonatico del fiume Aso, finalizzato alla caratterizzazione delle condizioni di alimentazione e di circolazione idrica, alla valutazione del bilancio idrogeologico e alla analisi della sorgente di Foce di Montemonaco". In particolare in questa tesi sono state svolte indagini idrogeologiche e geochimiche approfondite, al fine di ricostruire l'assetto idrostrutturale dell'intero bacino carbonatico del fiume Aso mediante un approccio multidisciplinare, cercando di quantificare gli apporti dei tre acquiferi regionali al flusso di base del corso d'acqua.

La scelta di questo bacino come modello di circolazione idrica sotterranea rappresentativa del dominio Umbro-Marchigiano è stata facilitata dalle sue caratteristiche geologico-strutturali e stratigrafiche e, quindi, idrogeologiche, che lo rendono tipico di questo settore dell'Appennino centrale. Inoltre, costituendo uno dei principali punti di deflusso idrico, lo scopo è stato quello di definirne le caratteristiche delle condizioni di alimentazione del bacino e, con maggiore precisione, l'entità e il regime delle risorse sorgive, relativamente al flusso di base al netto dei prelievi antropici attualmente esistenti, al fine di effettuare una corretta valutazione del bilancio idrogeologico.

L'assetto idrogeologico del dominio Laziale-Abruzzese riflette le condizioni litologiche e strutturali, che sono tipiche di una piattaforma carbonatica disarticolata attraverso una serie di importanti elementi tettonici. Questi ne condizionano la circolazione idrica nel sottosuolo costituendo delle barriere idrauliche a flusso nullo o mettendole in contatto con formazioni meno permeabili che ne permettono l'isolamento. Ogni dorsale carbonatica, quindi, costituisce una struttura idrogeologica indipendente (Figura 1.4) costituita da una zona di ricarica, una idrostruttura carsica con confini impermeabili, e uno o più livelli di base che alimentano sorgenti posizionate ai limiti esterni della struttura (BONI, 2000).

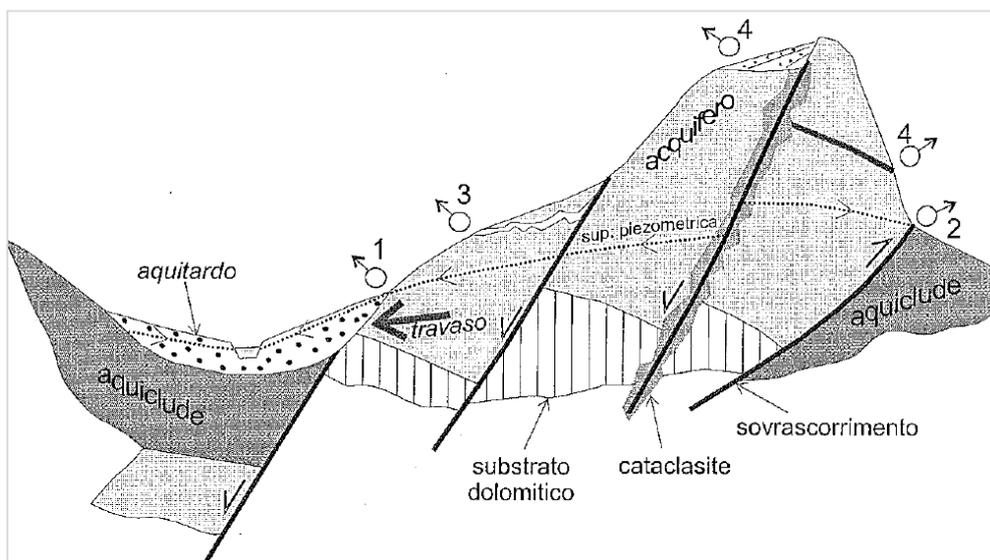


Figura 1.4 – Sezione idrogeologica schematica (non in scala) esemplificativa dei massicci carbonatici carsici dell'Abruzzo. 1) sfioro della falda regionale; 2) trabocco; 3) sorgente da condotto carsico; 4) sorgente da una falda locale sospesa (da BARBIERI *et alii*, 2003).

Il bacino appartenente al dominio laziale-abruzzese studiato nel corso di questa Tesi di Dottorato è il fiume Sagittario (Figura 1.5).

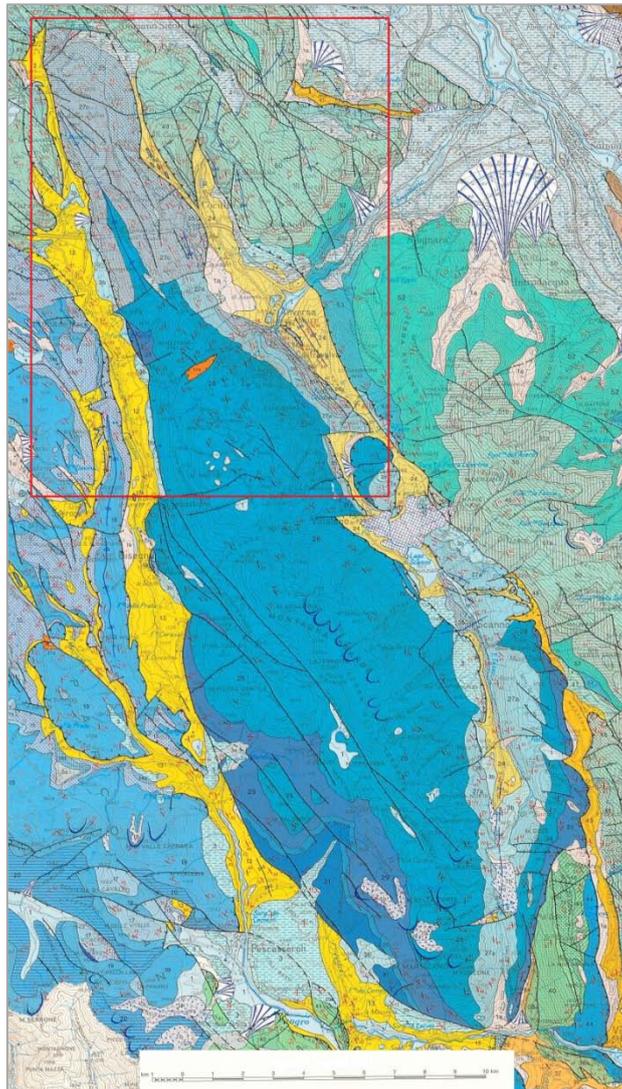


Figura 1.5 - Il bacino del fiume Sagittario nella Carta geologica dell’Abruzzo – Scala 1:100.000 (modificato da VEZZANI & GHISETTI, 2008).

All’idrostruttura del Monte Marsicano-Montagna Grande appartiene l’alto corso del fiume Sagittario, nel tratto compreso tra lo sbarramento idroelettrico di San Domenico, sotto l’abitato di Villalago, ed Anversa degli Abruzzi (AQ) (Figura 1.6).

È stato scelto di indagare questo bacino poiché, pur appartenendo ad una struttura idrogeologica che è considerata perfettamente chiusa da limiti idraulici lungo la sua periferia (CELICO, 1983; BONI *et alii*, 1986; DEMATTEIS *et alii*, 1995; PIANELLI & BONI, 1995; BONI & RUISI, 2005), il modello idrogeologico concettuale proposto da BONI & RUISI nel 2005, che viene considerato in questa tesi come base di partenza nello studio idrogeologico del bacino dell’alto corso del fiume Sagittario, non risulta del tutto completo nell’analisi dei rapporti afflussi-deflussi (ad esempio, non considerando la presenza di eventuali apporti di acque superficiali nel bilancio idrico), non effettua nessuna valutazione della ricarica effettiva ed ipotizza l’esistenza di una barriera idraulica che delimita questo settore dell’idrostruttura della Montagna Grande, pur

senza trovare riscontro in variazioni di facies che comportino drastiche riduzioni di permeabilità e/o evidenti linee tettoniche che possano assumere il ruolo di barriera idraulica.



Figura 1.6 – Inquadramento geografico dell'alto bacino del fiume Sagittario.

Fino al 2007, il tratto del Sagittario a valle dell'invaso di San Domenico risultava asciutto a causa del mancato rilascio di acqua dalla diga stessa e solamente a valle delle sorgenti del Cavuto, presso Anversa degli Abruzzi, il fiume riprendeva a scorrere (BONI & RUISI, 2005). Successivamente, come osservato da TEMPERINI (2007), a causa di un guasto tecnico della centrale idroelettrica di Anversa degli Abruzzi, è stata necessaria la sospensione della produzione di energia e di conseguenza l'apertura dello scarico della diga di San Domenico che ha immesso in alveo circa 1600 L/s, fino a Dicembre 2007, permettendo al fiume di scorrere senza interruzioni per tutto il suo corso. Ripristinato il guasto, la portata rilasciata è diminuita per la ripresa dell'attività della centrale fino ad un valore di circa 500 L/s. Attualmente, l'alveo del fiume è secco fino al rilascio ENEL in località Serrastucco, a valle del quale la portata del corso d'acqua registra delle perdite in alveo fino ad Anversa degli Abruzzi. Qui è ubicato il gruppo sorgivo del Cavuto (o Cauto) che, con una portata media erogata di circa 1800 L/s, rappresenta il recapito principale dell'acquifero settentrionale della Montagna Grande. Esso è formato da sorgenti diffuse, tra quota 515 e 500 circa, distribuite all'interno di una riserva naturale del WWF. Le acque sorgive sono parzialmente captate e canalizzate a servizio di un impianto idroelettrico (BONI & RUISI, 2005).

2 STATO DELL'ARTE

In uno scenario caratterizzato da una forte pressione antropica, con conseguenti fenomeni di degradazione delle varie matrici ambientali, tra cui quella idrica, molti dei sistemi acquiferi convenzionalmente sfruttati, con particolare riferimento a quelli delle pianure costiere, presentano condizioni di forte criticità, sia per la qualità delle acque, sia sotto l'aspetto delle quantità. In questo contesto i sistemi acquiferi carsici costituiscono una importante alternativa per l'approvvigionamento idrico. Il ruolo strategico di questi sistemi è definito in ragione sia di una elevata qualità delle acque in essi contenuta, garantita anche da una limitata antropizzazione dei territori in cui questi generalmente si sviluppano, sia dei quantitativi idrici che questi sistemi sono in grado di contenere (DOVERI *et alii*, 2013).

A scala globale è stimato che i volumi idrici immagazzinati negli acquiferi carsici rappresentano oltre il 30% delle risorse idropotabili disponibili (FORTI, 2002). In Europa, dove le litologie carbonatiche occupano circa il 35% del territorio, le risorse idriche degli acquiferi carsici contribuiscono in alcuni paesi fino al 50% all'approvvigionamento di acqua potabile (ANDREO *et alii*, 2008). PREZIOSI & PICCINI nel 2000 stimano per i sistemi carsici italiani una risorsa idrica rinnovabile di 45 km³, pari a circa 3 volte il consumo di acqua potabile, ciò a testimonianza che si tratta di una risorsa ingentissima, sfruttata solo parzialmente.

Pur rivestendo un'importanza strategica, gli acquiferi carsici presentano caratteristiche che rendono non semplice la programmazione della gestione delle risorse idriche in essi contenute. Di fatto gli elevati coefficienti d'infiltrazione efficace, talvolta prossimi al 100%, e la presenza di ampie vie di circolazione idrica, che favoriscono bassi tempi di residenza delle acque, determinano un'alta vulnerabilità degli acquiferi carsici ed una elevata variabilità dei flussi idrici. Allo stesso tempo la forte eterogeneità che contraddistingue questi acquiferi può dar luogo ad una ripartizione della circolazione idrica su più sistemi drenati da sorgenti distinte, sostanzialmente separati tra di loro e di non facile individuazione in termini di estensione (DOVERI *et alii*, 2013).

È quindi riconosciuto a livello internazionale e nazionale (GOLDSCHIEDER & DREW, 2007; FORD & WILLIAMS, 2007; BAKALOWICZ, 2005; KIRALY, 2002; CIVITA, 2008; ADINOLFI FALCONE *et alii*, 2008; VIGNA, 2002; DOVERI *et alii*, 2013; BANZATO *et alii*, 2011) che per questa tipologia di acquiferi è necessario condurre studi multidisciplinari finalizzati alla definizione delle condizioni idrodinamiche e all'individuazione dei bacini di alimentazione dei principali punti di recapito della circolazione idrica sotterranea in sistemi carsici.

Il lavoro svolto da GOLDSCHIEDER & DREW nel 2007 rappresenta un fondamento per l'analisi della circolazione idrica in ambiente carsico, poiché vengono evidenziate le più importanti metodologie e tecniche di investigazione che possono essere utilizzate nello studio di questi particolari sistemi idrogeologici, includendo anche i moderni approcci per l'interpretazione e il modellamento dei dati ottenuti.

Nella Figura 2.1 sono elencate le metodologie di cui ci si può avvalere in uno studio finalizzato alla caratterizzazione della circolazione idrica sotterranea in acquiferi carsici e per ciascuna di esse vengono indicate le tipologie di dati ottenibili, con le limitazioni e/o gli svantaggi.

Method or group of methods	Data obtained/advantages	Disadvantages/limitations
Geological methods	Aquifer framework and geometry information Karstifiability of the rock Orientation, location, type and frequency of potential flow paths Theoretical hydraulic conductivity and porosity	Data not necessarily directly related to groundwater Often not a predictable and unambiguous relation between lithology and hydrogeology
Geomorphological methods	Degree of karstification Types of recharge Historical hydrogeomorphology	Data mainly from the surface (indirect) Static framework rather than hydrodynamics Limited data from covered karsts
Speleological methods	Locating and mapping conduits in 3D Monitoring water quality and quantity within the aquifer Determining the temporal evolution of conduit systems	Access to cave systems may be limited or non-existent Specialist speleological skills required Only a small and perhaps unrepresentative part of the aquifer is likely to be accessible
Hydrological methods	Water budget compilation Characterisation of flow systems by spring hydrograph analysis	Water budget often incomplete, as catchment boundaries are not always clear, and not all inputs and outputs can be monitored Hydrograph alone gives limited information of the origin of the water (needs to be combined with chemograph)
Hydraulic methods	Determination of transmission and storage characteristics Determination of piezometric level Determination of groundwater velocity and flow direction	Many methods not wholly appropriate under non-Darcian conditions Estimates of flow directions and magnitudes may not be accurate Pumping tests may not give representative results
Hydrochemical methods	Hydrochemical characterisation of groundwater bodies Information on water quality and contamination problems May be used as natural tracers for the origin and movement of the water	Difficulties in developing an adequate sampling strategy (high temporal variability) In karst aquifers, microbial contamination is often of greater importance than chemical
Isotopic methods	May be used as natural tracers for the origin and movement of the water; this includes: Identifying sources of karst waters and mixing processes Determining residence time/age of karst waters	Input function not known precisely Ambiguities possible in interpreting data
Tracer methods	Determination of flow routes and velocities Determining contributing areas for springs Information on contaminant transport Usually very reliable, precise and unambiguous information	Difficulty in recognising “negative” tracings Usually only gives information for selected points and the hydrological conditions during the tracer test Limited applicability for very deep and large systems with very long transit times Visible colouring and toxicity concerns for some tracers
Geophysical methods	Determining geological structures and overburden thickness Locating conduits, fractures and other preferential flow paths Data can be obtained over wide areas Information on the structure and properties of the underground without drilling, i.e. at relatively low cost	Results may be difficult to interpret without ambiguity (non-uniqueness) Resolution vs. depth of investigation (i.e. the greater the depth, the lower the resolution) Some techniques require very precise location control (gravimetry), others have noise problems or require heavy or expensive equipment
Modelling methods	Conceptualising all or a component of karst aquifer systems May give a better understanding of specific processes, such as speleogenesis, conduit flow and conduit-matrix interactions Simulating groundwater flow and contaminant transport Predicting changes in water quality and quantity	Difficulties in applying conventional models for flow and transport (modelling may lead to significantly erroneous results if the nature of karst is not adequately considered) Exact data requirements for holistic modelling (distributive models ideally require data on the location and geometry of the entire conduit network, which is never available)

Figura 2.1 – Schema delle metodologie applicabili per studi idrogeologici in aree carsiche (modificato da GOLDSCHIEDER & DREW, 2007).

Secondo GOLDSCHIEDER & DREW (2007) un approccio all'utilizzo di diverse tecniche in uno studio è quello di avvalersi di metodi complementari nei quali i dati di una tecnica vengono utilizzati come supporto all'inadeguatezza di parametri determinati mediante un'altra metodologia; altrimenti, le diverse tecniche possono servire anche per validare i risultati ottenuti in altro modo o in combinazione, per consentire lo sviluppo di modelli concettuali di differente grado di complessità.

La presenza di laboratori sotterranei dell'INFN all'interno del massiccio del Gran Sasso ha permesso ad ADINOLFI FALCONE *et alii* nel 2008 di condurre uno studio per perfezionare il modello concettuale della circolazione sotterranea all'interno dell'idrostruttura carbonatica. La conoscenza della struttura idrogeologica di base era il punto di partenza per un dettagliato studio idrogeochimico ed isotopico ($\delta^{18}\text{O}$ ‰, $\delta^2\text{H}$ ‰, $\delta^{13}\text{C}$ ‰ e ^{222}Rn), che è stato condotto sia alla scala dell'acquifero che alla piccola scala nei laboratori sotterranei.

Precedentemente erano state raccolte informazioni sulla ricarica media e sul regime della portata delle sorgenti (PETITTA & TALLINI, 2002) e sulla caratterizzazione generale dal punto di vista idrochimico e degli isotopi ambientali (BARBIERI *et alii*, 2005), che avevano permesso di classificare le sorgenti in sei gruppi. Lo studio è stato quindi focalizzato sulla circolazione delle acque all'interno dei laboratori e sulle acque di ricarica, incluse quelle delle nevi, provenienti dalla sovrastante zona di ricarica. La particolarità di questo studio è legata al fatto che, vista la particolare ubicazione dell'area di campionamento, i risultati sicuramente servono a comprendere meglio i processi idrodinamici in un acquifero carbonatico fratturato molto esteso, dove le acque di ricarica di origine meteorica che si muovono dapprima verticalmente cambiano in un movimento sub-orizzontale verso le principali aree di recapito.

Alle acque sotterranee campionate nella parte centrale dell'acquifero sono state applicate tecniche di multi-tracing combinate ad una analisi statistica a più variabili; inoltre, è stato anche studiato il ruolo idrodinamico di variazioni litologiche, fratture e faglie principali presenti all'interno dei laboratori. I principali risultati ottenuti con questo studio sono relativi al fatto che l'utilizzo di metodologie geochimiche ed isotopiche, combinate ad uno studio idrogeologico di base, ha permesso di calcolare la quota media d'infiltrazione della ricarica, di evidenziare alla piccola scala come molto limitati siano i rapporti di interazione acqua-roccia, di individuare alla scala dell'acquifero le componenti nel deflusso sotterraneo attraverso il reticolo di fratture e le principali discontinuità e di calcolare le velocità con cui le acque sotterranee si muovono verso i principali punti di drenaggio.

Per la caratterizzazione del deflusso sotterraneo in acquiferi carsici KOVACS *et alii*, 2005 propongono una metodologia basata sull'acquisizione di informazioni quantitative relative a parametri geometrici ed idraulici dell'acquifero derivati dall'analisi dell'idrogramma di una sorgente; gli autori escludono altre metodologie (campagne geologiche ed idrogeologiche, test in pozzi, esperimenti con traccianti, indagini speleologiche e geofisiche) in quanto ritengono che possano fornire solo informazioni molto limitate sulla geometria e sulle proprietà idrauliche dei sistemi carsici. Sebbene diversi autori (MAILLET, 1905; FORKASIEWICZ & PALOC, 1967; DROGUE, 1972; MANGIN, 1975) abbiano già utilizzato per la caratterizzazione della circolazione negli acquiferi l'analisi degli idrogrammi delle sorgenti, "l'interpretazione di queste informazioni finora è stata principalmente qualitativa ed utilizzata appena come mezzo per determinare opportuni dati di input necessari per la modellazione" (KOVACS *et alii*, 2005).

L'analisi sensitiva numerica ha permesso di identificare due domini principali di flusso, uno tipico di acquiferi carsici maturi ed uno per sistemi carsici giovani e/o fratturati, che dipendono dalla configurazione generale dei parametri dell'acquifero, per i quali sono state trovate delle soluzioni analitiche. Le formule risultanti esprimono la connessione tra le proprietà idrauliche e geometriche di un sistema carsico e il coefficiente di esaurimento dell'idrogramma di una sorgente, che è un parametro caratteristico della risposta generale di un sistema carsico.

Secondo BAZZATO *et alii* (2011) la caratterizzazione degli acquiferi carbonatici deve avvenire tramite l'analisi degli apporti meteorici (piogge e nevi), della portata, della conducibilità elettrica e della temperatura dell'acqua alla sorgente. Infatti, il tipo di flusso in un sistema carsico è strettamente connesso alle

caratteristiche idrodinamiche e idrogeochimiche delle sorgenti; nonostante ogni acquifero carsico abbia le sue peculiarità è possibile riferirlo, sulla base della risposta agli eventi piovosi, ad uno dei tre modelli proposti da VIGNA (2002) e da GALLEANI *et alii* (2011):

Dominant conduit system: caratterizzato da un alto grado di carsismo, da alte velocità di deflusso e da una rapida risposta agli eventi meteorici (in poche ore), che determinano grandi cambiamenti nella portata. Durante gli eventi di piena la risposta idrogeochimica della sorgente è caratterizzata da una chiara diminuzione nella mineralizzazione (*replacement*) per l'arrivo di nuove acque di infiltrazione povere in sali disciolti. Anche la temperatura spesso mostra importanti variazioni, a seconda delle caratteristiche termiche dell'area di ricarica, diminuendo nei periodi freddi e risalendo in quelli più caldi.

Interconnected conduit system: sono generalmente presenti in massicci rocciosi fratturati moderatamente carsificati e si caratterizzano per la presenza di condotte freatiche. In profondità, generalmente vicino alla quota delle sorgenti, si trova una zona satura relativamente ben sviluppata. Durante gli eventi piovosi i livelli di acqua mostrano veloci e grandi variazioni poiché i condotti non sono in grado di trasferire i rapidi apporti di acqua in entrata; in prossimità della zona satura si determina, quindi, un importante aumento del livello dell'acqua con conseguente trasmissione di pressione idraulica nella rete delle fratture e dei condotti freatici (onde di pressione). Alla sorgente, invece, si registra un aumento quasi istantaneo del livello delle acque ed un incremento della conducibilità elettrica e della temperatura. Questa risposta (*piston flow*) è legata alla mobilitazione delle acque residenti, caratterizzate da un elevato tasso di mineralizzazione. La curva di svuotamento è molto più lenta rispetto al *dominant conduit system*; sebbene la portata può aumentare molto, la variabilità delle sorgenti alimentati da questa tipologia di acquiferi carsici è minore rispetto a quelli a condotti dominati.

Dispersed circulation system: sono tipici di ammassi rocciosi carbonatici estremamente fratturati, con diverse famiglie di giunti e fratture interconnesse. Non esistono percorsi preferenziali per le acque sotterranee, ma solo una complessa rete di flusso omogeneo, determinando un livello relativamente regolare della falda. La permeabilità è generalmente bassa a causa delle piccole dimensioni dei sistemi di fratture. La zona satura è molto ampia e le velocità di flusso sono piuttosto basse. La portata mostra piccole variazioni e i parametri chimico-fisici dell'acqua rimangono relativamente costanti nel tempo. Questo tipo di risposta prende il nome di *homogeneisation*. Le acque, una volta che raggiungono un equilibrio chimico-fisico con la roccia, non cambiano più; questi sistemi, infatti, sono spesso caratterizzati da acque con elevati sali disciolti.

Gli acquiferi carbonatici appenninici rappresentano dei sistemi che si configurano, generalmente, come delle strutture topograficamente rilevate confinate lateralmente da limiti a flusso nullo costituiti da importanti discontinuità strutturali (faglie dirette, faglie inverse e sovrascorrimenti) e/o da litologie a minore permeabilità.

All'interno di questi acquiferi le acque sotterranee rimangono immagazzinate per lungo tempo nel sottosuolo e riemergono in vario modo in superficie, con regime di flusso generalmente molto regolare. Per questa

caratteristica regolarità, le acque sotterranee sono la sola risorsa idrica perenne che alimenta costantemente le grandi sorgenti e tutto il reticolo fluviale, che avrebbe altrimenti carattere di flusso discontinuo e stagionale.

A causa della profondità della falda, generalmente elevata per la morfologia del territorio, sono assenti o molto rari i pozzi che attraversano questi acquiferi: quindi il campo piezometrico è generalmente noto solo in prossimità delle sorgenti, puntuali o lineari che siano, ma sconosciuto all'interno dell'idrostruttura.

Negli acquiferi montuosi, quali quelli oggetto di questo studio, la morfologia del territorio non rende possibile lo svolgimento di indagini "convenzionali": l'informazione disponibile consiste, quindi, nel bilancio idrogeologico, determinato mediante la misura della portata delle sorgenti e del flusso di base dei corsi d'acqua, a cui corrisponde la ricarica media della falda. Grazie all'idrogeologia quantitativa è possibile ipotizzare un modello concettuale della circolazione idrica sotterranea. BONI & BONO (1984) e BONI *et alii* (1986) hanno proposto un metodo di valutazione "diretto" del parametro infiltrazione efficace che, partendo dal processo idrogeologico, cioè dalla portata erogata dalle sorgenti, risale alla valutazione della quantità di acqua che si infiltra nel sottosuolo, dopo aver delimitato con la maggiore precisione possibile i limiti delle aree di alimentazione sulla base di un'accurata analisi geologico-strutturale del territorio.

L'elemento dominante è, quindi, il valore dell'*infiltrazione efficace*, intesa come "quella frazione di acqua meteorica che penetra nel sottosuolo tanto profondamente da alimentare un acquifero di interesse regionale" (BONI *et alii*, 1986) e che esprime la capacità di un complesso idrogeologico di assorbire le acque meteoriche, sottraendole al ruscellamento. Questo valore non dipende solo dalla litologia, ma in larga misura anche dalle locali condizioni climatiche. Le modalità di valutazione "diretta" dell'infiltrazione efficace si basano, quindi, sul principio che la quantità d'acqua che mediamente emerge dal sottosuolo equivale a quella che mediamente vi penetra su base annua: nota la portata delle sorgenti si può risalire al valore dell'infiltrazione efficace espresso in millimetri/anno.

In alternativa, per valutare questo importante parametro idrogeologico vengono generalmente utilizzati metodi "indiretti" basati sul calcolo della *pioggia efficace*, che implica una buona conoscenza delle precipitazioni e l'attendibile valutazione dell'evapotraspirazione, nei diversi ambienti idrogeologici e climatici. Considerata la qualità dei dati disponibili per la valutazione della pioggia efficace questo tipo di approccio viene generalmente considerato inadatto per le strutture idrogeologiche in esame perché fornisce risultati poco attendibili e più difficilmente verificabili.

In uno studio condotto da MASTRORILLO & PETITTA nel 2010 la variabilità del parametro infiltrazione efficace, applicato ad acquiferi del complesso della "Scaglia" del dominio Umbro-Marchigiano, è calcolata tramite il metodo diretto: gli autori lo ritengono vantaggioso in quanto non richiede la valutazione delle precipitazioni meteoriche, la cui affidabilità nelle misurazioni dipende dal livello di ottimizzazione della rete di monitoraggio dei dati pluvio-termometrici.

Altri autori (BOILA *et alii*, 1983; GIAQUINTO & MATTIOLI, 1991; CENCETTI *et alii*, 1998; DI MATTEO *et alii*, 2009) considerano, invece, più affidabile la valutazione dell'infiltrazione efficace sulla base della misura della precipitazioni meteoriche. Nonostante i risultati ottenuti utilizzando i due metodi non siano sempre in accordo, essi dimostrano la variabilità spaziale dell'infiltrazione efficace e non prendono in considerazione la

classificazione delle formazioni rocciose in classi di permeabilità basate solo sui loro litotipi affioranti. È ormai risaputo che la capacità di un ammasso roccioso fratturato di assorbire acqua meteorica, e quindi di favorire la ricarica dell'acquifero, dipende non solo dal tipo di formazione geologica presente, ma anche dalle caratteristiche geometriche e meccaniche locali delle fessure e fratture all'interno della stessa formazione (SCESI & GATTINONI, 2007).

La metodologia applicata da SCOZZAFAVA & TALLINI (2001) per determinare l'infiltrazione efficace del massiccio carbonatico del Gran Sasso (Appennino centrale), prevede l'applicazione del metodo di Thornthwaite (THORNTHWAITE & MATHER, 1957) modificato in base alle caratteristiche idrogeologiche locali. In particolare, poiché non è possibile applicare i metodi diretti di monitoraggio delle variazioni della superficie piezometrica a causa dell'elevata profondità della falda (oltre 200 m) e per la mancanza di pozzi nell'area di ricarica, il metodo suggerito permette di stimare l'infiltrazione efficace per diverse sotto-zone, individuando quindi la distribuzione spaziale di tale parametro. Il metodo di Thornthwaite è modificato integrandolo con l'utilizzo del parametro CN (curve-number) dell'US Soil Conservation Service (USDA-SCS, 1986) e considerando anche altri parametri, quali l'analisi del territorio, il tempo e lo spessore del manto nevoso e la determinazione della distribuzione delle aree endoreiche (Figura 2.2). Il prodotto finale è la distribuzione spaziale dell'infiltrazione efficace.

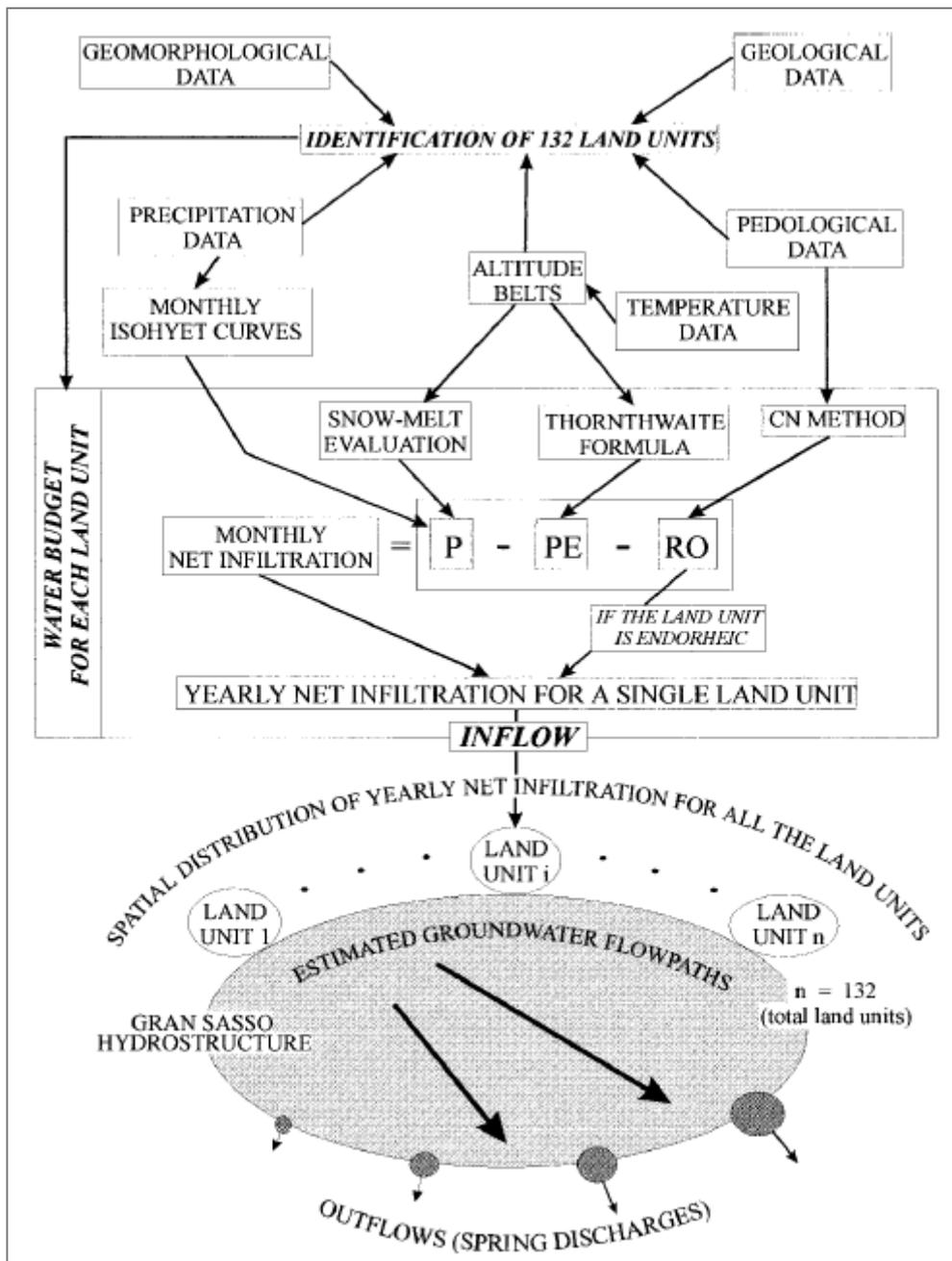


Figura 2.2 – Schema delle procedure e dei metodi utilizzati per la valutazione della distribuzione spaziale dell’infiltrazione efficace nel sistema idrogeologico del Gran Sasso (da SCOZZAFAVA & TALLINI, 2001).

In riferimento agli acquiferi carbonatici fratturati dell’Italia centrale, che alimentano sorgenti poste ai limiti delle grandi idrostrutture e caratterizzate da un flusso di base generalmente molto regolare, si possono fare le seguenti considerazioni riguardo le due metodologie:

Metodo Diretto:

non sempre è possibile definire esattamente l’estensione dell’acquifero che alimenta un corso d’acqua e/o una sorgente, poiché in alcuni casi si è in presenza di un limite di potenziale variabile e/o non è possibile definire con accuratezza la posizione e il ruolo della barriera idraulica che lo delimita;

per la valutazione delle portate medie erogate da un acquifero, intese come risorse sotterranee rinnovabili, occorre essere in possesso di numerosi dati sia su lungo periodo che su scala annuale, poiché la loro analisi può permettere di individuare delle “anomalie” nella ricarica efficace (anni più siccitosi e/o più umidi) o di comprendere con maggiore precisione i tempi e le modalità con cui la risorsa idrica permane all’interno dell’idrostruttura.

Metodo Indiretto:

per la maggior parte delle stazioni termo-pluvio e nivometriche distribuite in Italia centrale e gestite da diversi enti (ex-Servizio Idrografico, Protezione Civile regionale), i dati disponibili risultano generalmente attendibili e sufficienti per la loro densità, fino alla quota di circa 1000 metri. A quote superiori la densità delle stazioni diminuisce progressivamente fino a divenire decisamente insufficiente, in corrispondenza dei maggiori rilievi, dove si estendono le principali aree di ricarica degli acquiferi carbonatici e dove le precipitazioni sono generalmente più elevate. Inoltre, i valori di precipitazione ad alta quota, dove nei mesi invernali prevalgono le precipitazioni nevose, non appaiono attendibili quando sono registrati da semplici pluviografi, poco adatti a misurare le precipitazioni solide.

Queste riflessioni rappresentano il punto di partenza di questo studio, che è sviluppato con la consapevolezza che entrambe le metodologie hanno una propria validità, che è funzione sia dei dati disponibili sia degli obiettivi che uno studio di idrogeologia quantitativa si pone.

Per tale motivo, la ricerca è basata sull’individuazione dei parametri fondamentali che contribuiscono alla ricarica effettiva degli acquiferi carbonatici dell’Appennino centrale, anche considerando il bilancio idrogeologico, e sulle modalità di alimentazione dei principali punti di recapito della circolazione idrica sotterranea.

I fattori che entrano in gioco nella caratterizzazione della circolazione degli acquiferi carbonatici sono molteplici, come ad esempio la distribuzione spaziale e temporale delle precipitazioni liquide e solide, i parametri morfometrici del rilievo, la distribuzione delle temperature al suolo, il regime delle portate delle sorgenti, i caratteri geologici e strutturali delle formazioni affioranti nel bacino, le caratteristiche idrogeologiche e stratigrafiche delle formazioni affioranti, l’uso del suolo, etc..

Le dinamiche che si stabiliscono tra tali parametri sono caratterizzate da comportamenti sensibilmente non lineari; la loro modellazione richiede inevitabilmente un grado di approssimazione più o meno elevato per una realistica ricostruzione degli acquiferi.

La procedura utilizzata nella presente tesi, è stata sviluppata in modo da considerare solamente alcuni termini fondamentali, per poi applicare una procedura a sovrapposizione di layers in ambiente GIS utilizzando parametri in parte presi dalla bibliografia esistente e in parte modificati per meglio adattarli alla realtà del territorio studiato. Il risultato finale è stato quindi tarato e validato sulla base dei dati disponibili.

3 METODOLOGIE

La natura discontinua dei mezzi carbonatici fratturati e carsificati, quali quelli oggetto di questo studio, inibisce la possibilità di ricostruire attendibili superfici piezometriche all'interno dei massicci e rende più difficoltoso lo studio dell'idrodinamica sotterranea, attraverso la definizione dei circuiti e dei percorsi all'interno degli acquiferi (BARBIERI *et alii*, 2003).

Il criterio adottato per la caratterizzazione degli acquiferi carbonatici oggetto di questo studio è stato quello di un approccio multidisciplinare per il quale alla ricostruzione dell'assetto geologico-strutturale, si è affiancata una dettagliata analisi idrogeologica, geochemica, isotopica e climatologica.

3.1 ANALISI GEOLOGICO-STRUTTURALE

Per la caratterizzazione della circolazione idrica sotterranea nei massicci carbonatici, che costituiscono i principali acquiferi dell'Appennino centrale, è necessario definire i limiti a flusso nullo e i limiti di permeabilità relativa che consegue dall'analisi dell'assetto geologico-stratigrafico ma soprattutto strutturale, laddove gli elementi tettonici possono rappresentare vie preferenziali di deflusso sotterraneo o, in alternativa, ostacoli alla circolazione idrica (CELICO P., 1983).

L'ausilio di recenti cartografie, come quelle della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 realizzate nell'ambito del Programma CARG (legge n°305/1989), e di studi geologico-strutturali di dettaglio, ha permesso di individuare, convalidare e/o perfezionare i modelli idrogeologici preesistenti relativi alle aree di alimentazione degli acquiferi investigati.

3.2 ANALISI IDROGEOLOGICA

Per la corretta valutazione delle portate erogate dagli acquiferi, in assenza di una rete di monitoraggio in continuo sulle sorgenti e corsi d'acqua, lo strumento più idoneo risulta essere la realizzazione diretta delle misure di portata. La loro esecuzione, effettuata in maniera sistematica nell'anno idrologico e in diverse sezioni lungo il corso d'acqua, permette di determinare come variano nel tempo e nello spazio i rapporti d'interazione fiume-falda e di riconoscere eventuali settori drenanti e/o in perdita.

La ricostruzione degli idrogrammi delle sorgenti consente l'individuazione delle caratteristiche intrinseche del sistema acquifero mediante la valutazione del *Coefficiente d'Esaurimento* (α) e di altri parametri che caratterizzano lo svuotamento delle falde idriche in regime non influenzato.

Il monitoraggio periodico dei livelli della falda ha come scopo quello di analizzare le oscillazioni della superficie piezometrica in funzione del tempo e dello spazio: può, quindi, fornire informazioni utili sulle variazioni stagionali e annuali nella ricarica dell'acquifero, sulle direttrici di flusso e sull'influenza di prelievi da opere di captazione.

A queste indagini, possono essere inoltre associate delle misure di flusso in foro per la determinazione della componente verticale del flusso.

3.2.1 MISURE DI PORTATA

Le campagne di rilevamento idrogeologico eseguite con cadenza mensile o bimestrale a partire da Maggio 2009 ad Ottobre 2010, per il fiume Sagittario, e fino ad Agosto 2012, per il fiume Aso, hanno avuto i seguenti obiettivi:

- valutazione delle portate dei corsi d'acqua e delle sorgenti puntuali;
- identificazione, tramite il controllo delle portate, dei tratti in cui si registrano incrementi di portata in alveo imputabili ad apporti sorgivi;
- determinazione, tramite il confronto tra misure effettuate a monte e a valle, dei quantitativi d'acqua captati per scopi idroelettrici o idropotabili;
- misurazione degli effettivi rilasci operati dai bacini d'invaso;
- valutazione dei flussi di base residui, al netto dei prelievi operati per scopi idroelettrici e/o idropotabili;
- taratura di nuove stazioni idrometriche;
- ricostruzione dell'idrogramma delle sorgenti.

Le misure di portata, effettuate nel corso delle campagne di rilevamento, sono state realizzate utilizzando il mulinello idrometrico (mod. SIAP ME4001 con elica di 12 cm di diametro), il micro mulinello idrometrico (mod. OTT C2 con elica in alluminio di 3 cm di diametro) e/o il correntometro ad induzione magnetica (mod. OTT NAUTILUS C2000); queste strumentazioni (Figura 3.1) sono state fornite dal Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa del Dipartimento di Scienze della Terra della Sapienza.



Figura 3.1 – Strumenti utilizzati per la realizzazione delle misure di portata: a) mulinello idrometrico e contatore elettronico; b) micro mulinello idrometrico e contagiri; c) correntometro ad induzione magnetica e misuratore della velocità.

3.2.2 CURVE DI ESAURIMENTO

La ricostruzione degli idrogrammi delle sorgenti consente l'individuazione delle caratteristiche intrinseche del sistema acquifero mediante la valutazione del *Coefficiente d'Esaurimento* α e di altri parametri che caratterizzano lo svuotamento delle falde idriche in regime non influenzato.

Per ogni sorgente è stato costruito un grafico portata (m^3/s) – tempo (giorni), relativo al periodo di monitoraggio, in scala semilogaritmica. Sono stati quindi individuati, per ogni anno idrologico investigato, il picco di massima portata e il punto di portata minima, oltre cui l'idrogramma è di nuovo influenzato dalle precipitazioni (*Curva di Ricarica*). L'intervallo così definito costituisce la “*Curva di Svuotamento*” dell'idrogramma (Figura 3.2).

Il tratto della curva di svuotamento relativo al regime non influenzato, in cui la portata della sorgente è legata soltanto alle caratteristiche intrinseche del sistema, è quello detto “*Curva d'Esaurimento*”, sul quale viene calcolato il Coefficiente d'Esaurimento.

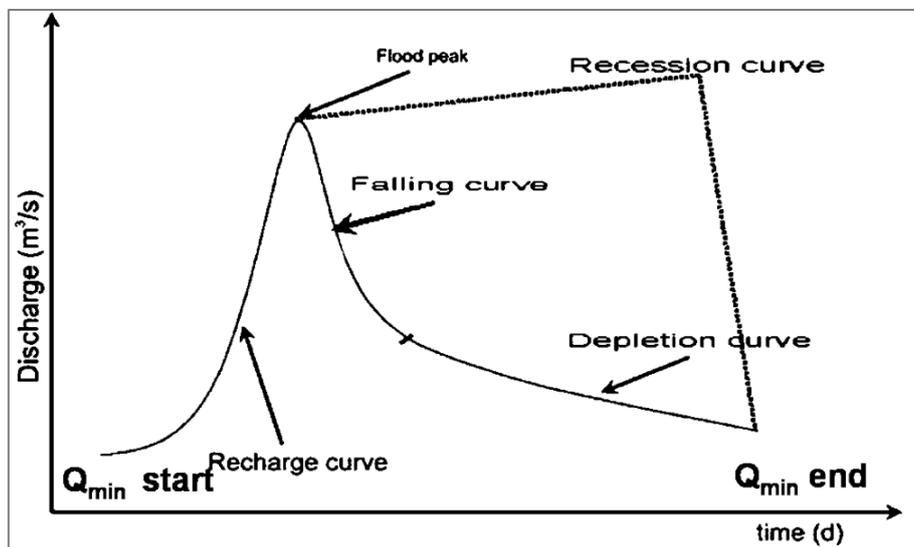


Figura 3.2 - Tendenza schematica di una funzione di scarico di una sorgente nel corso di un evento di piena con suddivisione ed identificazione di tre fasi (da CIVITA, 2008)

Il Coefficiente d'Esaurimento (α) di una sorgente caratterizza lo svuotamento delle falde idriche in regime non influenzato ed esprime, quindi, la rapidità con cui l'acquifero tende a svuotarsi (CELICO, 2003). La determinazione del Coefficiente di Esaurimento può anche consentire la valutazione dei parametri idrodinamici degli acquiferi quali la conduttività idraulica, la porosità efficace e la velocità effettiva di flusso (CHECCUCCI, 2007).

Per l'interpretazione delle curve di esaurimento delle sorgenti è stato utilizzato il modello esponenziale di MAILLET (1905), che permette di determinare il Coefficiente d'Esaurimento α delle sorgenti mediante l'applicazione della formula:

$$\alpha = \frac{\log Q_0 - \log Q_t}{0,43429 \cdot t}$$

dove:

Q_0 (m^3/s), è la portata sorgiva al tempo t_0 ;

Q_t (m^3/s), è la portata sorgiva al tempo $t \neq 0$, in genere corrispondente alla portata minima;

t (giorni), è il tempo intercorso dall'inizio dello svuotamento del serbatoio che alimenta la sorgente.

Il volume d'acqua sotterranea immagazzinato nell'acquifero, all'inizio dello svuotamento (W_0), si ottiene integrando la formula tra 0 e ∞ :

$$W_0 = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-\alpha t} dt$$

Risolvendo l'integrale per $t = 0$ ed omogeneizzando, si ottiene:

$$W_0 = \frac{Q_0 \times 86400}{\alpha}$$

Il volume defluito dall'inizio dello svuotamento ad un tempo $t \neq 0$ si calcola:

$$W_t = \frac{(Q_0 - Q_t) \times 86400}{\alpha}$$

Altri modelli di interpretazione delle curve di svuotamento analizzati sono quelli di decremento iperbolico di TISON (1960) e DROGUE (1972), che descrivono in modo onnicomprensivo l'intera fase di svuotamento:

$$Q_t = Q_0 \times (1 + \alpha t)^{-n}$$

in cui secondo Tison $n=2$, mentre Drogue ha dimostrato che per i massicci carbonatici il modello con $n = 3/2$ è statisticamente quello più rappresentativo (CIVITA, 2005).

Quindi, per ogni anno idrogeologico, una volta individuato il tratto della Curva di Esaurimento, si è proceduto alla determinazione del valore del coefficiente α .

Le riserve idriche (Figura 3.3) si distinguono in:

- *permanenti* (o geologiche): immagazzinate al di sotto della minima quota di sfioro (non possono venire a giorno in modo naturale, ma solo per captazione);
- *regolatrici*: volume d'acqua immagazzinato tra il livello delle riserve permanenti e il livello piezometrico alla fine dell'esaurimento (si svuota solo in occasione di eventi di crisi idrica eccezionale);
- *dinamiche*: volume d'acqua immagazzinato tra il livello piezometrico all'inizio e alla fine dell'esaurimento.

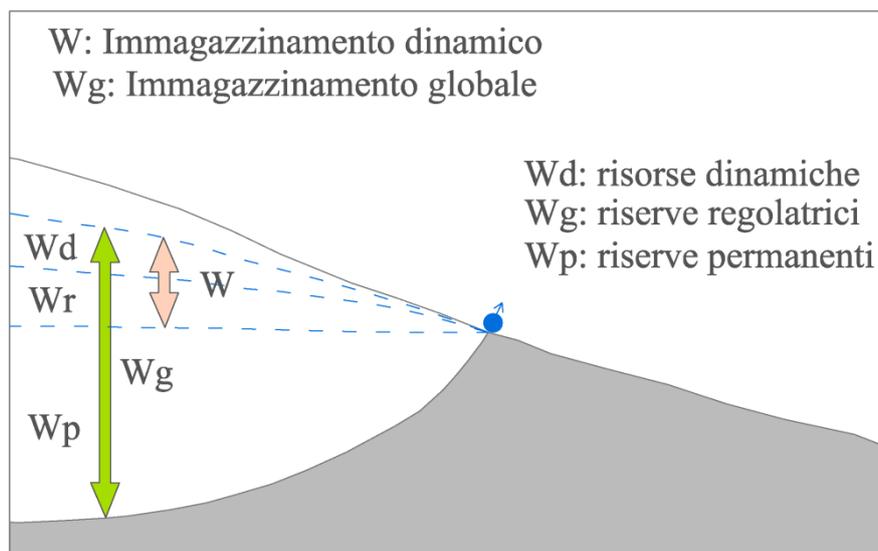


Figura 3.3 – Rappresentazione schematica delle riserve idriche.

Detto W_0 il volume delle riserve dinamiche e ΔW il volume defluito dall'istante iniziale fino alla fine dell'esaurimento, è possibile ricavare il "Tasso di Rinnovamento Medio" e il "Tempo di Rinnovamento Medio" (CIVITA, 2005).

Il Tasso di Rinnovamento Medio (T_{rin}) rappresenta, in percentuale, i volumi d'acqua rinnovati, durante la ricarica nel corso dell'anno idrologico, per effetto dell'infiltrazione efficace. Questo parametro permette, quindi, di valutare la capacità regolatrice della risorsa.

$$T_{rin} = \frac{\Delta W}{W_0} \times 100$$

Se T_{rin} è prossimo al 100% il volume delle riserve regolatrici è trascurabile e l'acquifero presenta difficoltà di autoregolazione. Per valori bassi di T_{rin} , si è in presenza di ingenti riserve regolatrici e l'acquifero non risente di lunghi periodi di siccità, riuscendo a compensare la carenza di ricarica grazie alle riserve regolatrici.

Il Tempo di Rinnovamento Medio (t_{mr}), espresso in anni, esprime il tempo teorico necessario affinché tutto il volume cumulato della ricarica media annuale sia uguale al volume delle riserve

$$t_{mr} = \frac{W_0}{\Delta W}$$

Il tempo medio di rinnovamento informa sulla permanenza delle acque d'infiltrazione all'interno del serbatoio acquifero, ossia il tempo necessario perché tutto il volume della riserva sia rinnovato.

3.2.3 ANALISI DELLE VARIAZIONI DEI LIVELLI PIEZOMETRICI E TEST CON FLOWMETER

Negli acquiferi carbonatici, a causa della profondità della falda, generalmente elevata per la morfologia del territorio, sono assenti o molto rari i pozzi che li attraversano: quindi il campo piezometrico è generalmente noto solo in prossimità delle sorgenti, puntuali o lineari che siano, ma sconosciuto all'interno dell'idrostruttura.

Laddove è presente una rete piezometrica, quindi, l'analisi delle misurazioni dei livelli della falda ha permesso di effettuare importanti considerazioni circa la variabilità stagionale ed annuale, consentendo delle attente valutazioni sulle modalità ed i tempi di ricarica dell'acquifero, oltre all'individuazione delle principali direttrici di flusso in questo settore.

All'analisi delle variazioni piezometriche del livello della falda, sono state associate quelle delle misure di flusso in foro per la determinazione della componente verticale.

L'utilità della determinazione delle componenti verticali del flusso sotterraneo tramite *flowmeter* è stata verificata da PETITTA *et alii* (2010) nell'ambito di acquiferi fratturati: è possibile identificare le zone a circolazione attiva, corrispondenti alle fratture, verificando la presenza di flusso divergente in entrata nel piezometro. Infatti, in corrispondenza delle zone interessate da flusso, l'acqua in entrata nel piezometro si muove in direzione verticale in modo divergente, verso il basso e verso l'alto in funzione della posizione delle fratture. Laddove la perforazione non incontra fratture, il flusso in entrata viene totalmente trasmesso

con componente verticale dentro il piezometro, essendo pressoché nulla la componente orizzontale in corrispondenza della matrice rocciosa.

Le misure nei piezometri del bacino del fiume Aso sono state realizzate nel Novembre 2011 ed hanno interessato solo alcuni di quelli installati recentemente, in funzione delle dimensioni del foro.

Per le misure di flusso in foro è stato utilizzato un mulinello da pozzo *flowmeter* di tipo *heatpulse* (ad onda di calore), di proprietà del Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa dell'Università Sapienza di Roma, modello HFP-2293 *Flowmeter Heatpulse* della MountSopris, utilizzabile in fori da 4" a 8" di diametro. Con questo strumento è possibile determinare esclusivamente la componente verticale del flusso all'interno del foro, tramite l'emissione di un'onda di calore, rilevata da appositi termistori posti sullo strumento ad uguale distanza dal punto di emissione (PETITTA *et alii*, 2010). La strumentazione è completata da un verricello automatico da 200 m e console di comando, oltre che dal software per l'elaborazione dei dati in modo da valutare l'entità del flusso scambiato in foro e la sua velocità (Figura 3.4).



Figura 3.4 - Strumentazione esterna del Flowmeter Heatpulse in occasione del suo utilizzo nella campagna di Novembre 2011.

Nel piezometro, il flusso idrico viene fatto convergere verso le camere contenenti i termistori e il punto di emissione del calore attraverso l'utilizzo di appositi separatori flessibili di diametro pari a quello del piezometro utilizzato. Poiché i piezometri utilizzati hanno un diametro di 3", è stato necessario ridurre meccanicamente il separatore, prima di procedere alle misure.

Un apposito software (*Matrix Heat*) consente la visualizzazione delle curve di risposta dell'impulso termico, la cui posizione rispetto al tempo è funzione inversa dell'intensità del flusso scambiato in direzione verticale: più rapidamente si registra una differenza di comportamento fra i due termistori, più elevato è il flusso

verticale scambiato nel tratto esaminato. Dalla curva ottenuta si deduce, quindi, un valore di flusso (portata) e la sua direzione (dall'alto verso il basso o viceversa).

I dati ottenuti sono stati esaminati ed elaborati fino ad ottenere profili di velocità (Figura 3.5), in cui i valori positivi rappresentano flussi diretti verso l'alto e quelli negativi flussi verticali diretti verso il basso, rispetto al punto di misura.

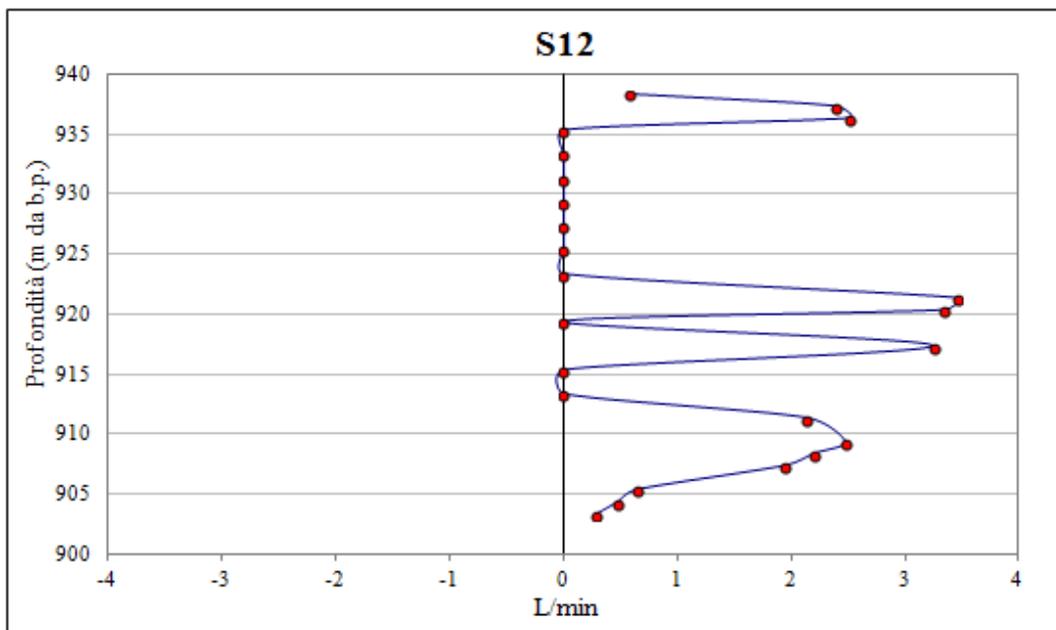


Figura 3.5 – Esempio di profilo di flusso verticale in piezometro.

Le misure in foro sono state eseguite procedendo dal basso verso l'alto, eseguendo una misura ogni metro, dopo aver verificato la stabilizzazione del segnale per ogni punto di misura. Ogni misura è stata ripetuta da due a quattro volte, per verificare la congruenza del dato acquisito.

3.3 STRUMENTI E METODOLOGIE PER L'ANALISI GEOCHIMICA

Il modello idrogeologico concettuale, basato su dati quantitativi e sull'assetto geologico-strutturale, trova eventuali conferme sulla base delle caratteristiche idrogeochimiche delle acque delle principali emergenze riconosciute, che costituiscono, quindi, un complemento particolarmente utile alla conoscenza idrogeologica, fino a divenire indispensabili per i casi più complessi. Infatti, la loro interpretazione può fornire un contributo basilare nella validazione dei modelli idrogeologici e nella ricostruzione delle modalità di alimentazione e circolazione delle acque negli acquiferi (BARBIERI *et alii*, 2003).

L'applicazione di metodologie geochimiche (chimiche ed isotopiche) permette di ottenere informazioni sul percorso evolutivo delle acque nei settori degli acquiferi che non possono essere facilmente monitorati e di avanzare ipotesi integrate sull'origine, il mescolamento ed i processi chimici e fisici che controllano la dinamica sotterranea.

Per ogni area investigata sono state condotte delle campagne di monitoraggio idrogeochimico, nel periodo compreso tra Maggio 2009 e Ottobre 2011 (analisi isotopiche da Maggio 2009 a Settembre 2010), durante le

quali sono stati effettuati dei campionamenti in corrispondenza delle sorgenti che, sulla base di una prima ricostruzione idrogeologica, potevano essere ritenute le più significative per la caratterizzazione idrochimica degli acquiferi investigati. Per quanto riguarda la denominazione dei vari campioni, le quote di prelievo, le sigle adottate e la loro ubicazione si rimanda ai capitoli successivi riguardanti le diverse aree di studio.

Le acque sono state raccolte in contenitori sterili di polietilene da 100 ml, per le analisi isotopiche, e in 2 da 250 ml, per le analisi chimiche degli ioni maggiori (per i quali si è proceduto anche alla filtrazione ed all'acidificazione con HCl) e minori. Successivamente i campioni sono stati portati in laboratorio ed analizzati. Le analisi chimiche, realizzate tramite il metodo della cromatografia ionica, sono state effettuate presso il Laboratorio di Geochimica dell'Università Sapienza di Roma, con il coordinamento del Prof. Maurizio Barbieri, mentre le analisi isotopiche sono state condotte presso il Laboratorio di Geochimica Isotopica dell'Università di Parma, con il coordinamento del Dott. Enrico Selmo. I dati ottenuti sono stati elaborati ed hanno permesso la realizzazione di grafici al fine di evidenziarne l'evoluzione spazio-temporale.

3.3.1 MISURE DEI PARAMETRI CHIMICO-FISICI

Il campionamento delle acque è stato accompagnato dalla misura in situ dei principali parametri chimico-fisici delle acque: la temperatura (°C), il pH e la conducibilità elettrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$), eseguiti utilizzando la *sonda multiparametrica della WTW, modello "Multi 34i"* (Figura 3.6).



Figura 3.6 - Strumenti utilizzati per determinare i parametri fisico-chimici delle acque campionate.

Le caratteristiche chimico-fisiche delle acque sotterranee dipendono dalla qualità delle acque di precipitazione, dalla composizione della roccia serbatoio, dall'interazione acqua-roccia (principalmente rappresentato dalla lisciviazione), dalle condizioni idrodinamiche all'interno dell'acquifero, dai tempi di residenza nel sottosuolo e dalle possibilità di mescolamento tra acque con caratteristiche chimiche differenti. I sali più facilmente solubili presenti con maggior frequenza nelle rocce sono CaCO_3 , $\text{CaCO}_3 \cdot \text{Mg CO}_3$, Mg

CO_3 , NaCl , CaSO_4 , $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Per questo gli ioni più importanti contenuti nelle acque sotterranee sono Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{2+} , Cl^- , HCO_3^- e SO_4^{2-} ; unendovi il K^+ tra i cationi, derivante dai silicati delle rocce argillose e NO_3^- tra gli anioni, prodotto sia di fenomeni naturali che antropici, si identificano i componenti principali delle acque minerali. Proprio su di essi si concentrano le analisi cromatografiche svolte.

Al fine di attribuirne l'appartenenza ad una determinata facies idrochimica è stato utilizzato il diagramma di Chebotarev (Figura 3.7): sui lati di un quadrato, divisi in 50 parti uguali, vengono riportati anioni e cationi principali, raggruppati in coppie ioniche, la cui somma è stata riportata a 50 e le cui concentrazioni vengono espresse in meq/l; ogni campione è rappresentato da un solo punto che ricade in una delle quattro aree in cui il quadrato è suddiviso, corrispondenti ad altrettante facies chimiche.



Figura 3.7 Diagramma di Chebotarev per la classificazione delle acque.

Per evidenziare eventuali anomalie si fa, invece, ricorso al diagramma di Schoeller (Figura 3.8), dove vengono utilizzate le concentrazioni dei singoli ioni in meq/l in scala logaritmica. In questa rappresentazione grafica vengono mantenuti separati i singoli ioni, ad eccezione di Na e K, ed i punti individuati corrispondono ai valori assoluti per i singoli ioni. Dei segmenti di spezzata uniscono tra loro i punti rappresentativi di due ioni differenti e la loro pendenza permette la comprensione dei rapporti caratteristici tra gli ioni di uno stesso campione e, nel caso di analisi di una stessa sorgente nel tempo, delle modalità di alimentazione.

Pertanto, segmenti di uguale pendenza indicano un uguale rapporto tra gli ioni; quando la pendenza è diversa il rapporto tra gli ioni è differente e quindi le acque risultano avere caratteristiche geochemiche differenti.

Attraverso il diagramma di Schoeller è quindi possibile individuare la facies chimica dominante delle acque sorgive: acqua bicarbonato-calcica, solfato-calcica, cloruro-alcalina e bicarbonato-alcalina.

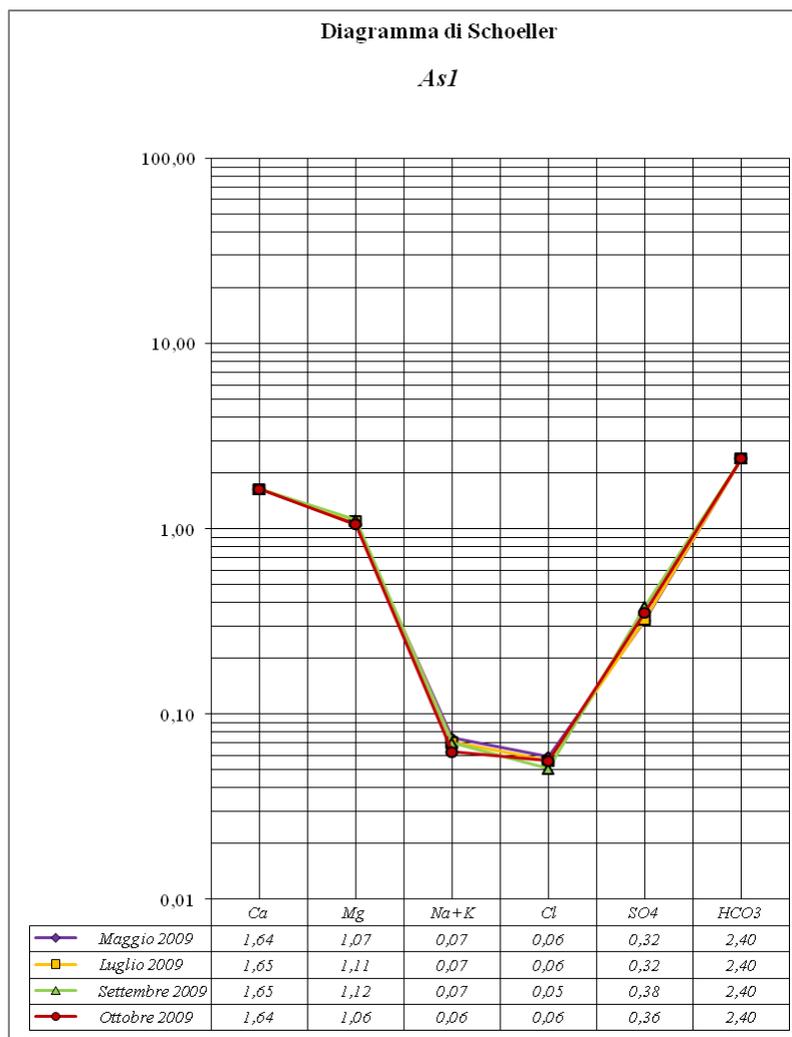
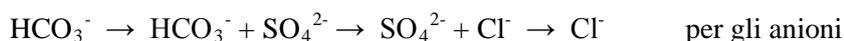


Figura 3.8 – Diagramma di Schoeller

Generalmente, in acquiferi carsici nelle acque aumentano notevolmente il contenuto in ioni calcio, magnesio e bicarbonato dove condizioni di pressione, temperatura e presenza di anidride carbonica siano favorevoli alla dissoluzione: se ne attribuisce quindi l'appartenenza alla facies bicarbonato-calciche o bicarbonato-calciche-magnesiache, ove il magnesio risulti abbondante rispetto al calcio.

Sebbene il grado di salinità delle acque sia in funzione del tempo e del percorso compiuto nel sottosuolo, se si raggiungono le condizioni di saturazione di un determinato ione, non ne sarà consentito un ulteriore arricchimento; ne sarà favorita, piuttosto, la precipitazione che, nel caso specifico degli ambienti carsici, porta alla formazione di stalattiti e stalagmiti nel sottosuolo e di depositi travertinosi in corrispondenza delle emergenze (LONGINELLI & DEGANELLO, 1999).

L'evoluzione nel tempo del contenuto ionico delle acque di falda procede secondo il seguente schema:



I cloruri sono quindi associati ad un'età geologica avanzata delle acque sotterranee



Il TDS (residuo fisso) rappresenta la concentrazione totale di sostanze disciolte nell'acqua e fornisce indicazioni sul tempo di residenza nei serbatoi acquiferi; il suo valore permette la distinzione in acque poco

mineralizzate (minore di 60 mg/l), oligominerali (60-260 mg/l), medio minerali (260-1320 mg/l), minerali (maggiori 1320 mg/l). La stessa classificazione si ottiene con l'analisi della conducibilità elettrica, che, infatti, è proporzionale alla concentrazione ionica.

3.3.2 MISURA DELLA CONCENTRAZIONE DEGLI IONI SECONDO IL METODO DELLA CROMATOGRAFIA IONICA

La cromatografia è un metodo fisico di separazione in cui i componenti dell'analisi di un campione d'acqua si distribuiscono in due fasi: la fase "fissa", altrimenti detta letto stazionario, e la fase "mobile", che rappresenta il veicolo di trasporto del campione.

Il ciclo analitico consiste nel trasporto delle sostanze contenute nel campione attraverso il mezzo stazionario, mediante il flusso continuo della fase mobile, definita "eluente". Durante il processo, i singoli componenti vengono rallentati in funzione delle proprie interazioni con la fase mobile e quella fissa. Il rallentamento è un processo selettivo poiché la sua entità è diversa per ciascun componente ed è proporzionale al loro coefficiente di distribuzione tra le due fasi.

Il tempo necessario affinché il campione d'acqua attraversi la colonna in cui è contenuta la fase fissa, viene definito "tempo di ritenzione" (T_r); questo parametro, in condizioni sperimentali prestabilite, è fondamentale per l'identificazione qualitativa della sostanza e, tramite l'analisi del relativo segnale al rivelatore, la sua determinazione quantitativa. Il tempo di ritenzione è specifico per ogni analita e risulta costante a parità di condizioni analitiche quali il tipo di colonna, il flusso e la composizione dell'eluente (MARINI, 2001).

Le parti di cui si compone l'apparecchiatura sono rappresentate nello schema di Figura 3.9.

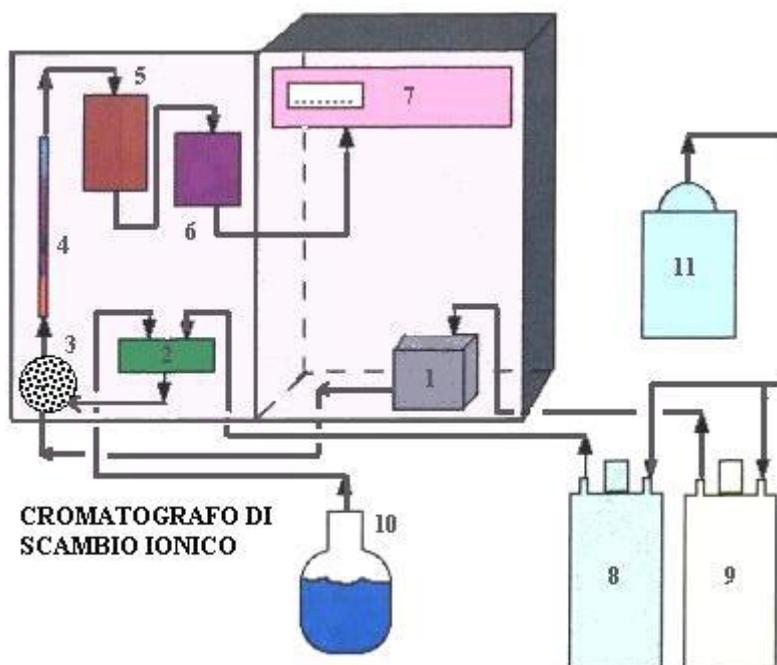


Figura 3.9 - Schema concettuale di funzionamento del cromatografo di scambio ionico (modificato da <http://www.andytonini.com/area-progetto-aria/cromatografo.htm>) e sue parti: 1) pompa; 2) pompa di iniezione; 3) miscelatore; 4) colonna di separazione; 5) soppressore; 6) detector; 7) schermo di controllo; 8) eluente; 9) acqua bidistillata; 10) campione da analizzare; 11) gas inerte.

Le concentrazioni degli elementi indagati si distribuiscono su un cromatogramma gestito da un software di acquisizione e gestione dei dati, che permette l'identificazione dei componenti di una miscela e le loro quantità. Sul diagramma conducibilità/tempo si visualizzano le curve gaussiane che indicano la rilevazione del composto; dal cromatogramma si ricava il tempo di ritenzione. La determinazione qualitativa della rilevazione degli ioni si realizza con il confronto dei tempi di ritenzione della soluzione campione con quelli di riferimento, ottenuti dalla taratura dello strumento con soluzioni standard. L'integrazione informatizzata dell'area sottesa al picco cromatografico è proporzionale alla concentrazione di analita in mg/l, ottenuta dal confronto con le curve di taratura di soluzioni standard, con concentrazioni note dei composti da analizzare. Le analisi effettuate sono state eseguite mediante la tecnica della cromatografia in fase liquida a scambio ionico, con cromatografo *Metrohm 761 Compact IC* (Figura 3.10).

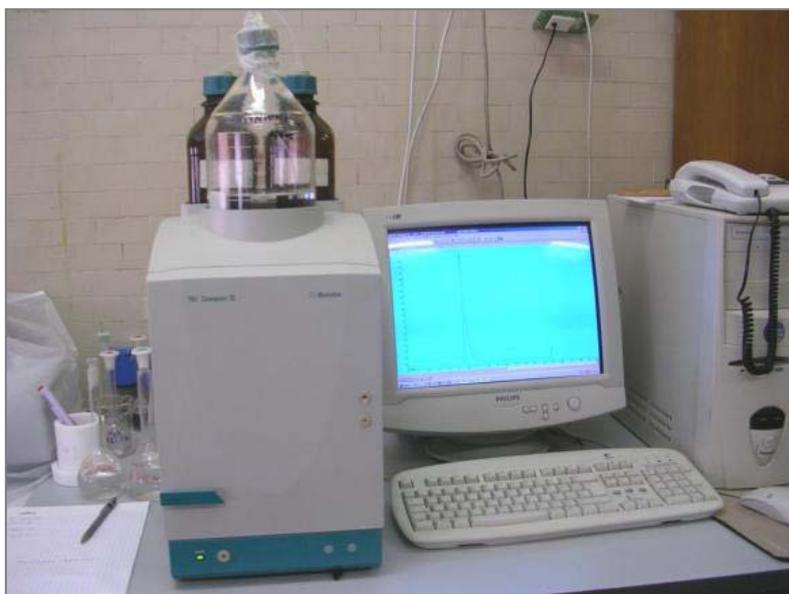


Figura 3.10 - Cromatografo Metrohm 761 Compact IC

3.3.3 ISOTOPHI DELL'IDROGENO E DELL'OSSIGENO

La sperimentazione di tecniche basate sull'analisi di isotopi stabili nello studio degli acquiferi, ha fornito da circa 50 anni un utile strumento aggiuntivo per la caratterizzazione della circolazione idrica sotterranea. Le acque sotterranee circolanti all'interno di un acquifero subiscono un'evoluzione chimica che è funzione principalmente dei processi di interazione acqua-roccia che, a loro volta, sono condizionati, quantitativamente e qualitativamente, dall'ambiente idrogeologico.

In queste acque si trovano in soluzione delle sostanze che possono essere utilizzate come traccianti naturali perché la loro concentrazione non dipende dai suddetti fattori ma è funzione soltanto delle caratteristiche proprie dell'acqua d'infiltrazione efficace. A tale scopo vengono usati gli isotopi dell'idrogeno e dell'ossigeno della molecola d'acqua (CELICO, 1986).

L'ossigeno-18 (^{18}O) e il deuterio (^2H o D) sono isotopi stabili rispettivamente dell'ossigeno e dell'idrogeno, e rappresentano i traccianti ideali del mezzo idrico (BORTOLAMI, 1977) poiché hanno un comportamento il più possibile prossimo a quello del mezzo tracciato.

Gli isotopi in natura sono soggetti ad un frazionamento isotopico, ovvero ad un cambiamento delle proporzioni delle abbondanze relative dei vari isotopi di uno stesso elemento in seguito a processi fisici, chimici e biologici. Il frazionamento avviene durante i processi d'evaporazione e condensazione che avvengono nel ciclo dell'acqua (Figura 3.11).



Figura 3.11 - Ciclo dell'acqua (da: http://it.wikipedia.org/wiki/Ciclo_dell'acqua).

Le principali conseguenze della dipendenza della composizione isotopica delle precipitazioni dalla temperatura di condensazione sono le seguenti:

- *variazioni stagionali:* le precipitazioni invernali hanno un contenuto più basso di isotopi pesanti rispetto alle precipitazioni estive come conseguenza del fatto che derivano da un vapore condensato a temperature più basse; le variazioni stagionali di concentrazione isotopica delle precipitazioni possono essere usate per tracciare:
 - le velocità di circolazione delle acque sotterranee;
 - la risposta dei bacini idrologici ai diversi regimi di precipitazione;
 - i periodi dell'anno durante i quali si verifica la maggior parte della ricarica.
- *effetto altitudine:* se una massa d'aria satura di vapor d'acqua in movimento sulla terraferma incontra un rilievo montuoso, si innalza per scavalcare il rilievo stesso e tende ad espandersi per pressioni progressivamente decrescenti; l'espansione è accompagnata da raffreddamento e da condensazione di vapor d'acqua; quindi le piogge originate ai piedi del rilievo sono isotopicamente più pesanti delle piogge che cadono a quote maggiori, isotopicamente più leggere (gradiente isotopico verticale); sulla base di queste considerazioni è possibile distinguere acque sotterranee ricaricate in quota da quelle ricaricate a quote inferiori;

- *effetto continentalità*: quando una massa di vapore si inoltra dall'oceano sul continente, lungo il percorso si impoverisce progressivamente in isotopi pesanti a causa delle successive condensazioni parziali che si verificano; le precipitazioni sulle zone interne di un continente sono isotopicamente più leggere rispetto a quelle che si verificano sulle zone litorali o sub-litorali;
- *effetto latitudine*: la composizione isotopica delle precipitazioni ha contenuti minimi di isotopi pesanti su aree polari e contenuti massimi su aree tropicali.

Nell'applicazione delle tecniche isotopiche ai problemi della idrogeologia, aventi perciò dimensioni locali, il tracciamento legato al parametro latitudine risulta avere effetto costante e quindi trascurabile, mentre ad esso si sovrappone per importanza l'effetto legato all'altitudine e/o eventualmente alla stagione; inoltre, a parità di latitudine e di temperature medie annuali, non vanno trascurati gli effetti che la morfologia dei rilievi ha sui venti (LONGINELLI & SELMO, 2003).

Se riportiamo la composizione isotopica delle precipitazioni che si verificano in tutto il mondo in un diagramma $\delta D - \delta^{18}O$, queste si dispongono lungo un allineamento la cui retta di regressione ha la seguente equazione:

$$\delta D\% = 8 \delta^{18}O + 10$$

Questa retta, chiamata *Meteoric Water Line* (MWL o GMWL) mette in relazione la composizione isotopica dell'idrogeno e dell'ossigeno nelle acque di precipitazione a livello mondiale. Essa è caratterizzata da un valore di pendenza pari a 8 e da una intercetta, chiamata "eccesso di deuterio", di 10. In realtà, complicati processi cinetici, che sono condizionati dai fenomeni di evaporazione e di spostamento delle masse di vapore verso le zone a più bassa temperatura, determinano delle condizioni di non-equilibrio tali da determinare delle variazioni rispetto alla GMWL nella pendenza e nell'eccesso di deuterio (GAT *et alii*, 2011): ciò giustifica l'esistenza di numerose rette meteoriche regionali e/o locali che differiscono a causa di peculiari condizioni geografiche e particolari parametri climatici.

Se si ammette che il tenore medio in isotopi pesanti stabili delle precipitazioni si conserva inalterato nelle acque sotterranee, poiché non intervengono fenomeni di frazionamento isotopico dopo l'infiltrazione, a parità di posizione geografica, tale contenuto è da correlare con il gradiente temperatura dell'aria/altitudine e, quindi, con l'altezza sul livello del mare del bacino di alimentazione.

Pertanto, determinando i contenuti in isotopi pesanti stabili delle acque sotterranee e correlandoli con le variazioni della composizione isotopica delle acque di precipitazione in funzione dell'altitudine, è possibile calcolare la quota media dell'area di ricarica di sorgenti e falde (CELICO, 1986).

Come già descritto in precedenza, infatti, le precipitazioni hanno una variabilità spaziale e temporale della composizione isotopica dovuta ai diversi "effetti" in precedenza descritti. Sono proprio queste peculiarità che fanno degli isotopi stabili, degli utili traccianti naturali dei processi di ricarica e di circolazione delle acque sotterranee. Una semplice, e molto spesso utilizzata, applicazione della geochimica isotopica nello studio dei processi di ricarica delle acque sotterranee sfrutta le variazioni indotte dall'effetto dell'altitudine sulla composizione isotopica delle piogge.

Il gradiente isotopico verticale delle precipitazioni in un bacino, che esprime numericamente questa negativizzazione isotopica, consente di ricavare, in funzione dei rapporti isotopici delle acque di falda le quote medie delle acque di infiltrazione all'interno del bacino considerato.

La principale incertezza del metodo deriva dalla possibilità di mescolamento tra i circuiti idraulici relativi a diverse quote d'infiltrazione.

3.3.3.1 Correlazioni δD e $\delta^{18}O$

La relazione, riconosciuta a livello mondiale, esistente fra δD e $\delta^{18}O$ nelle acque di origine meteorica, è rappresentata dalla formula di CRAIG (1961), denominata "Retta Meteorica delle Precipitazioni Globali" (Global Meteoric Water Line) (Figura 3.12), determinata sulla base di campioni prelevati in tutto il mondo, la cui equazione è:

$$\delta D\text{‰} = 8 \delta^{18}O + 10 \text{ (SMOW - Standard Mean Ocean Water)}$$

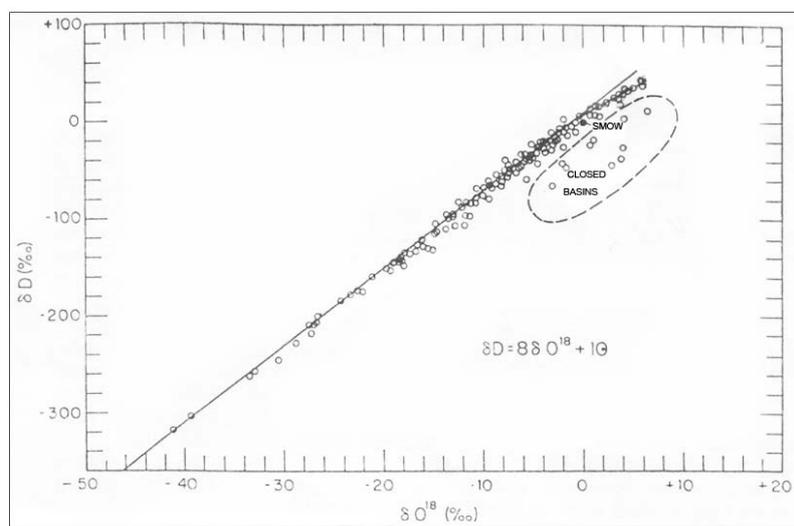


Figura 3.12 - Retta Meteorica Globale (SMOW) (da CRAIG, 1961).

Questa equazione è sostanzialmente confermata da YURTSEVER & GAT (1981) e, più recentemente, da ROZANSKI *et alii* (1993), che hanno ottenuto la seguente equazione considerando tutti i dati provenienti dalla rete di monitoraggio IAEA Vienna (Figura 3.13):

$$\delta D\text{‰} = 8,13 \delta^{18}O + 10,8 \quad \text{(V-SMOW)}$$

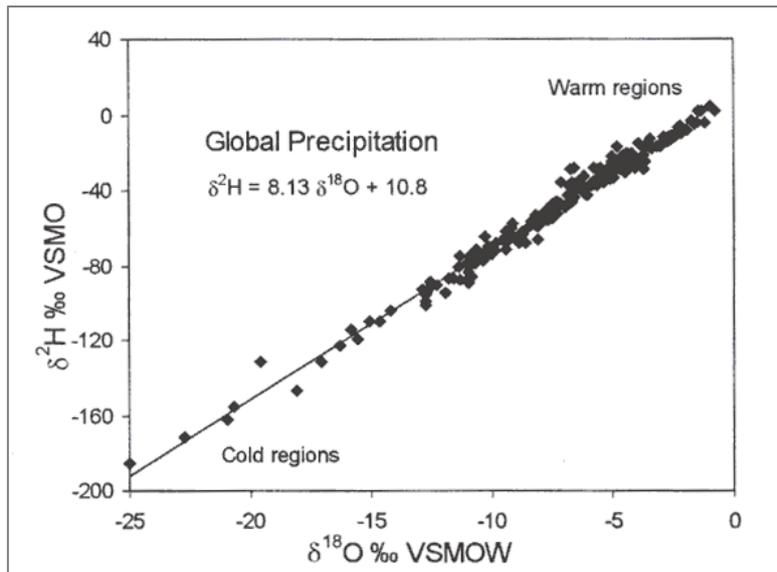


Figura 3.13 - Retta Meteorica Globale (V-SMOW) (da CLARK & FRITZ, 1997).

La Retta Meteorica Globale (GMWL – Global Meteoric World Line) ha validità mondiale solo da un punto di vista applicativo, ma rappresenta in realtà una media di numerose rette meteoriche regionali che si discostano singolarmente dalla retta globale a causa di condizioni climatiche e parametri geografici variabili su scala locale.

Le Rette Meteoriche locali differiscono dalla retta globale a causa di fattori climatici, come (i) la provenienza di fronti nuvolosi, (ii) fenomeni secondari di evaporazione durante la precipitazione, (iii) stagionalità delle precipitazioni. Ogni regione ha una propria Retta Meteorica Locale (LMWL) che può avere parametri diversi da quella globale, poiché riflette l'origine del vapore e le modifiche successive dovute a fenomeni secondari di ri-evaporazione e mescolamento.

In alcune regioni si osserva una diversa intercetta sull'asse δD , ma il coefficiente angolare pari ad 8 rimane conservata. Per esempio, GAT & CARM (1970), hanno trovato la seguente relazione per le precipitazioni del bacino del Mediterraneo:

$$\delta D\text{‰} = 8 \delta^{18}\text{O} + 22$$

Tale retta prende il nome di "retta delle precipitazioni del Mediterraneo" (MMWL - Mediterranean Meteoric Water Line).

Secondo LONGINELLI & SELMO (2003) queste equazioni generali non sono applicabili alle precipitazioni dell'area Mediterranea: essi, infatti calcolano un range di valori del coefficiente angolare compreso tra 5,7 e 8,9 con un valore medio di 7,6. L'eccesso di deuterio, inoltre, è molto variabile, essendo compreso tra +9,2 e +19,1‰. Per l'Italia, LONGINELLI & SELMO (2003) suggeriscono la seguente equazione:

$$\delta D\text{‰} = 7,61 \delta^{18}\text{O} + 9,21$$

ma comunque esistono tre LMWL, una per il Nord, una per il centro (Figura 3.14) e una per il Sud Italia, di equazione rispettivamente:

$$\delta D\text{‰} = 7,709 \delta^{18}\text{O} + 9,403 \quad (\text{Retta Italia del nord - NIML})$$

$$\delta D\text{‰} = 7,047 \delta^{18}\text{O} + 5,608 \quad (\text{Retta dell'Italia centrale - CIML})$$

$$\delta D\text{‰} = 6,970 \delta^{18}\text{O} + 7,316 \quad (\text{Retta dell'Italia del sud - SIML})$$

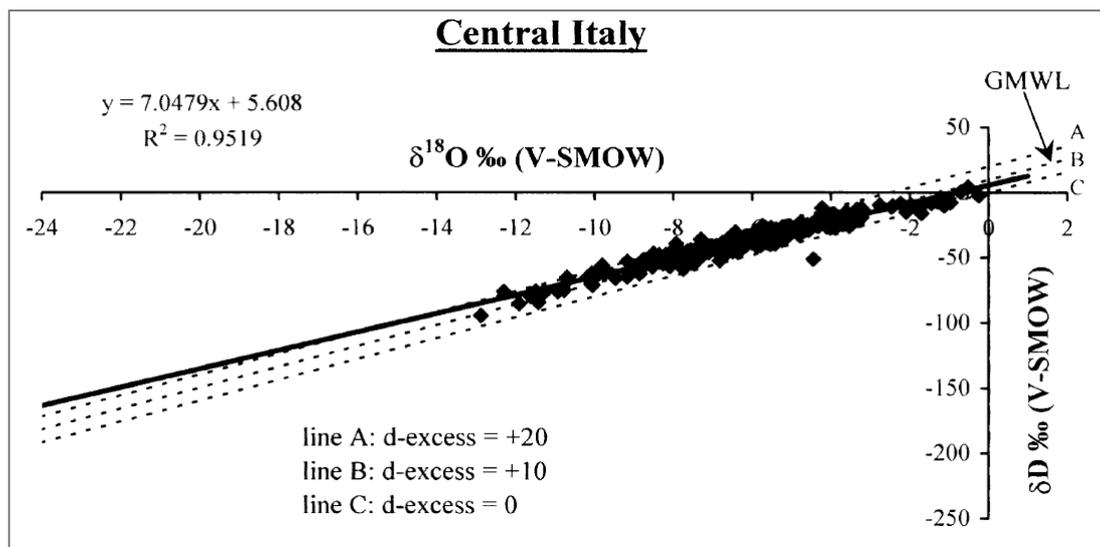


Figura 3.14 - Relazione tra $\delta^{18}\text{O}$ (ascisse) e δD (ordinate) per i valori medi mensili relativi alle precipitazioni atmosferiche dell'Italia centrale (modificato da LONGINELLI & SELMO, 2003).

Per l'Italia centrale e meridionale la variazione rispetto alle rette globali sarebbe l'effetto di fattori morfologici e climatici locali.

Dallo studio condotto sulle acque sorgive dell'idrostruttura carbonatica del Gran Sasso, CELICO *et alii* (1984) hanno ottenuto l'equazione

$$\delta\text{D}\text{‰} = 7,62 \delta^{18}\text{O} + 12,5$$

mentre, sempre per la stessa idrostruttura, BARBIERI *et alii* (2005) forniscono l'equazione

$$\delta\text{D}\text{‰} = 7,76 \delta^{18}\text{O} + 9,95$$

Dall'analisi isotopica delle acque di scioglimento delle nevi (LMLS) e delle nevi miste a pioggia (LMLSR), ADINOLFI FALCONE *et alii* (2008), calcolano le seguenti rette meteoriche locali riferite all'acquifero carbonatico del Gran Sasso:

$$\delta\text{D}\text{‰} = 8,46 \delta^{18}\text{O} + 18,19 \quad (\text{LMLS})$$

$$\delta\text{D}\text{‰} = 7,73 \delta^{18}\text{O} + 10,77 \quad (\text{LMLSR})$$

Nel 2006 in uno studio sulle precipitazioni che caratterizzano il settore carbonatico laziale (Monti Simbruini, Italia centrale) FIORI calcola la seguente relazione:

$$\delta\text{D}\text{‰} = 6,9 \delta^{18}\text{O} + 7,6$$

In riferimento alle acque sorgive della regione Abruzzo, BARBIERI *et alii* (2003) hanno ricavato l'equazione

$$\delta\text{D}\text{‰} = 7,7 \delta^{18}\text{O} + 9,8$$

PETTITA *et alii* (2010) nello studio idrodinamico ed isotopico relativo all'area del Lago di Scanno e del fiume Sagittario (Italia centrale), forniscono la seguente relazione:

$$\delta\text{D}\text{‰} = 5,05 \delta^{18}\text{O} - 16,04$$

Infine, per l'area dei Monti Sibillini, NANNI (2012) ha calcolato le seguenti rette isotopiche locali delle piogge e della neve riferite a stazioni di monitoraggio pluvio-nivometrico:

$$\delta\text{D}\text{‰} = 7,0558 \delta^{18}\text{O} + 0,983$$

$$\delta\text{D}\text{‰} = 7,309 \delta^{18}\text{O} + 3,7229$$

Nella Figura 3.15 sono riportate le equazioni valide a scala mondiale (GMWL), regionale (MMWL e CIML) e locale, prese in considerazione per questo studio.

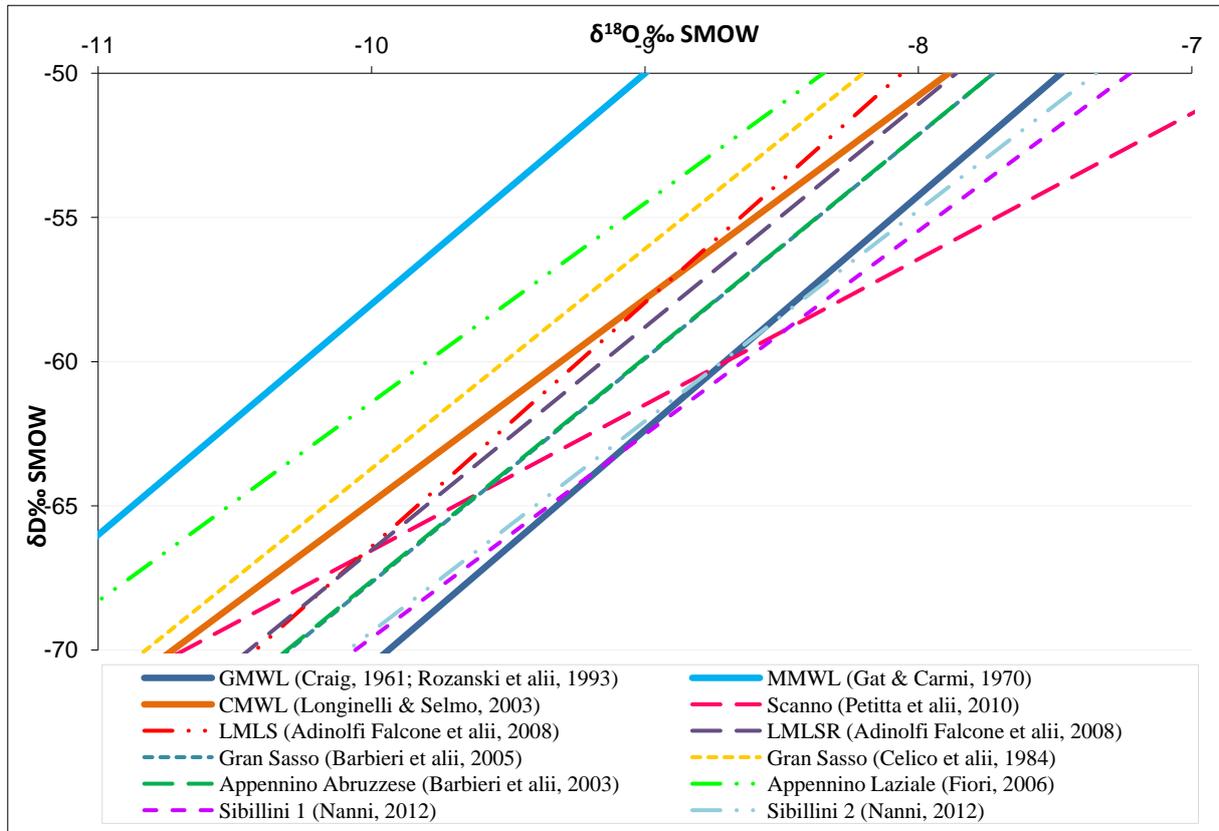


Figura 3.15 – Principali rette di correlazione $\delta D / \delta^{18}O$ utilizzate nel corso di questo studio.

3.3.3.2 Correlazioni di δD e $\delta^{18}O$ con l'altitudine

I gradienti isotopici verticali delle precipitazioni in un bacino, generalmente espressi in funzione di un incremento dell'altitudine di 100m, possono consentire di ricavarne le quote medie delle acque di infiltrazione.

I gradienti medi per l'Italia di variazione del δD e del $\delta^{18}O$ in funzione dell'altitudine (Δh) sono dati secondo CELICO (1986) da:

$$\frac{\Delta \delta^{18}O}{\Delta h} = -0,3\text{‰}/100\text{ m} \quad \frac{\Delta \delta D}{\Delta h} = -2,5\text{‰}/100\text{ m}$$

Sia ha quindi che il $\delta^{18}O$ decresce in media dello 0,3‰ ogni 100 m di incremento dell'altitudine e di δD del 2,5‰.

Il gradiente medio proposto per il $\delta^{18}O$ da LONGINELLI & SELMO (2010) riferito alla penisola italiana è di circa $-0,15\text{‰}/100\text{ m}$.

BARBIERI *et alii* (2003) suggeriscono una retta di correlazione $\delta^{18}O$ - quota (h) per le acque sorgive abruzzesi di equazione pari a

$$\delta^{18}O = -0,0013h - 8,4 \quad (\text{gradiente: } -0,13\text{‰}/100\text{ m}),$$

con gradienti medi verticali calcolati nelle acque di precipitazione, pari a $-0,11\text{‰}/100\text{ m}$ e $-1,15\text{‰}/100\text{ m}$ rispettivamente per l'ossigeno e per il deuterio.

Questi valori risultano confrontabili con i dati relativi a CELICO *et alii* (1984) che definivano un gradiente isotopico verticale, calcolato utilizzando le acque sotterranee, pari a **-0,14‰/100 m** per l'ossigeno e di **-0,9‰/100 m** per l'idrogeno.

Nella studio idrochimico ed isotopico dell'acquifero carsico del Gran Sasso, BARBIERI *et alii* (2005) forniscono l'equazione:

$$\delta^{18}\text{O} = -0,0024h - 6,35 \quad (\text{gradiente: } -0,24\text{‰}/100 \text{ m}),$$

Utilizzando le sorgenti alimentate da circuiti superficiali e veloci dell'idrostruttura della Majella, DESIDERIO *et alii* (2005) hanno ottenuto la seguente equazione, relativamente al periodo di Giugno 2000:

$$\delta^{18}\text{O} = -0,0016h - 7,9 \quad (\text{gradiente: } -0,16\text{‰}/100 \text{ m}),$$

mentre quelle calcolate da NANNI & RUSI (2003) sono:

$$\delta^{18}\text{O} = -0,0017h - 7,71 \quad (\text{gradiente: } -0,17\text{‰}/100 \text{ m})$$

$$\delta^2\text{H} = -0,0131h - 50,12 \quad (\text{gradiente: } -1,31\text{‰}/100 \text{ m}).$$

Relativamente all'idrostruttura della Montagna Grande PETITTA *et alii* (2010) hanno calcolato la seguente equazione:

$$\delta^{18}\text{O} = -0,0019h - 6,83 \quad (\text{gradiente: } -0,19\text{‰}/100 \text{ m}).$$

Per l'area dei Monti Sibillini, da uno studio condotto sulla base di campioni di sorgenti d'alta quota, TARRAGONI (2006) ha determinato l'equazione

$$\delta^{18}\text{O} = -0,0022h - 6,3784 \quad (\text{gradiente: } -0,22\text{‰}/100 \text{ m}),$$

mentre il gradiente calcolato per l'ossigeno sulle acque di precipitazione da TAZIOLI *et alii* nel 2012 è pari a **-0,161‰/100 m**.

NANNI (2012), invece, sulla base delle acque di precipitazione nell'area dei Sibillini, calcola l'equazione

$$\delta^{18}\text{O} = -0,0021676h - 6,815 \quad (\text{gradiente: } -0,22\text{‰}/100 \text{ m}).$$

3.4 ANALISI CLIMATOLOGICA

I metodi di bilancio idrico vengono utilizzati per la valutazione delle risorse idriche sotterranee, per la determinazione della ricarica media annua, per la stima delle aree di ricarica dalle portate in uscita (metodo inverso) e per l'identificazione di scambi idrici sotterranei tra strutture idrogeologiche. Essi rappresentano un importante strumento per verificare la coerenza tra le ipotesi formulate e le caratteristiche del sistema acquifero (EUROPEAN COMMISSION, 1995).

Se la struttura idrogeologica è chiusa è possibile semplificare l'equazione del bilancio idrogeologico nel seguente modo:

$$P + I_s = Q_s + Q_g + ET \times \Delta R$$

dove

P: precipitazioni;

Is: acque superficiali in entrata nell'idrostruttura;

Qs: acque superficiali in uscita dall'idrostruttura;

Qg: acque sotterranee che fuoriescono dall'idrostruttura;

ET: evapotraspirazione;

ΔR : riserve sotterranee che cambiano nell'idrostruttura.

A causa dello sviluppo di nuove tecniche idrologiche, climatologiche e idrogeologiche, il numero dei fattori da prendere in considerazione nell'equazione di bilancio è sempre in continuo aumento, ma generalmente le 4 componenti principali sono le precipitazioni, il ruscellamento, l'infiltrazione e l'evapotraspirazione:

$$P = R + I + ET.$$

Attualmente nuove metodologie vengono sviluppate per la stima dei valori reali delle precipitazioni e della loro distribuzione spaziale e sono utilizzate strumentazioni sempre più sofisticate per le misure dei parametri termo-pluviometrici e nivometrici.

Le variazioni climatiche, che stanno comportando un aumento nel numero ed un aggravarsi dei principali episodi di siccità in Europa (COMMISSIONE EUROPEA, 2010), unitamente alla caratterizzazione delle modalità di ricarica sono alla base di recenti studi idrogeologici (DI MATTEO *et alii*, 2011; DRAGONI *et alii*, 2012; FIORILLO, 2012; FIORILLO & DOGLIONI, 2010; FIORILLO & PAGNOZZI, 2012) su acquiferi carbonatici dell'Italia centrale.

Diversi autori (DE FELICE & DRAGONI, 1994; BRUNETTI *et alii*, 2009; DI MATTEO *et alii*, 2011; SALVATI *et alii*, 2008; VERGNI & TODISCO, 2011) hanno evidenziato come nell'Italia centrale i trend registrati nelle serie strumentali di precipitazione e temperatura mostrano per tutte le stazioni un incremento della temperatura media annuale (gradienti fino a +0.01°C/anno) e una diminuzione nelle precipitazioni annuali, con gradienti lineari fino a -7 mm/anno.

SALVATI *et alii* (2008) hanno pubblicato uno studio in cui sono state valutate le diverse componenti del bilancio idrico, in riferimento all'intero territorio italiano, sulla base di dati climatici mensili riferiti alla serie storica 1971-2000. L'analisi dei dati ha innanzitutto evidenziato una tendenza al ribasso negli afflussi con una conseguente riduzione del volume di infiltrazione efficace. La precipitazione media annuale dell'Italia, riferita al trentennio di riferimento, è di 808 mm e l'evapotraspirazione potenziale media è pari a 515 mm.

Relativamente all'Italia centrale le precipitazioni medie mensili risultano essere più alte nei mesi di Ottobre e Novembre, mentre bassi valori si registrano nei primi due trimestri dell'anno ed il minimo in estate. L'evapotraspirazione reale (ETa) stimata è pari a circa il 60% delle precipitazioni; nel periodo di Maggio-Luglio supera le precipitazioni, determinando un rapido esaurimento dell'umidità nel suolo: di conseguenza, durante il periodo di Giugno-Agosto non si ha deflusso. Relativamente al deflusso, nei primi due mesi si hanno fino a 30 mm mensili; dal mese di Aprile il processo di deflusso è rapido e fortemente ridotto. A partire da Ottobre, a causa della caduta di abbondanti precipitazioni, ancora una volta si verifica il deflusso ovunque raggiungendo i valori più alti in Novembre con medie mensili tra 60 e 100 mm.

Nell'Italia centrale il contenuto idrico medio del suolo, che rappresenta un'indicazione approssimativa delle condizioni di immagazzinamento dell'acqua sfruttabile dalle radici delle piante, risulta essere il 75 %, con un minimo del 50% che si verifica durante i mesi estivi. In generale, la potenziale condizione di umidità del suolo si riduce progressivamente a partire dai primi mesi dell'anno, per poi risalire in autunno.

È stata inoltre osservata, per l'intero periodo considerato, una diminuzione delle precipitazioni nel primo trimestre dell'anno mentre in alcune aree nel periodo Settembre-Dicembre la quantità di pioggia sembra aumentare; i valori medi mensili di ETa non sembrano essere cambiati in modo significativo.

La modifica osservata nel regime delle precipitazioni si riflette in livelli differenti di deflusso e in una diminuzione nel deflusso totale annuo medio di circa 35 km^3 l'anno dal 1971 al 2000 nel paese. Come è stato accertato, il deflusso generalmente segue l'andamento delle precipitazioni la cui riduzione ha un impatto negativo sulla ripristino delle risorse idriche. Nell'Italia centrale il deflusso diminuisce rapidamente nel primo e nel secondo trimestre dell'anno, con una bassa probabilità che la risorsa idrica possa essere ripristinata, mentre durante la stagione autunnale si verifica un aumento del deflusso.

I cambiamenti climatici influenzano i processi idrogeologici regolando la disponibilità di acque sotterranee e superficiali: ne sono evidenza, i trends statistici negativi trovati nelle medie annuali e mensili di alcuni importanti sistemi idrologici ed idrogeologici (DRAGONI *et alii*, 2012).

In particolare, FIORILLO & PAGNOZZI, 2012, affermano che l'aumento delle temperature, specialmente nel periodo invernale (CALOEIRO *et alii*, 2011) sembra avere conseguenze sulla portata delle sorgenti degli acquiferi basali, poiché riduce la quantità di infiltrazione necessaria per la ricarica degli acquiferi: i risultati condotti nel loro studio mostrano che l'incremento di 1°C , misurato in maniera uniforme nei bacini analizzati, può causare l'incremento dell'evapotraspirazione.

L'*evapotraspirazione* rappresenta l'azione combinata dei fenomeni di evaporazione e di traspirazione, da parte della vegetazione. I fattori che regolano l'evapotraspirazione sono molteplici ma quelli più importanti sono:

- le caratteristiche fisiche del terreno;
- il contenuto d'acqua nel terreno;
- lo sviluppo della vegetazione.

Il principale fattore di condizionamento del fenomeno di evapotraspirazione è rappresentato dal grado di umidità del suolo, che è espresso come *Capacità di Campo* o *Capacità di ritenuta idrica*, che è una costante idrologica del terreno. Essa definisce il contenuto d'acqua nel terreno, in termini di umidità percentuale, in condizioni ottimali per quanto riguarda il rapporto fra acqua e aria nel terreno (MATERAZZI, 2012). Tali condizioni si verificano quando il volume dei micropori (diametro inferiore a 8μ) è interamente occupato dall'acqua mentre quello dei macropori è interamente occupato dall'aria. L'acqua disponibile può essere espressa come una frazione del volume (0,20), come percentuale (20%), o come una quantità (in cm).

Il termine *Evaporazione Potenziale* (ETP) fu introdotto da THORNTHWAITE (1948) che la definì: "l'altezza della lama d'acqua che evaporerebbe e traspirerebbe da un bacino idrografico se l'acqua disponibile nel terreno fosse sempre uguale alla capacità di campo". L'evapotraspirazione potenziale rappresenta quindi il limite superiore della evapotraspirazione, che si ha se il contenuto di acqua di ritenzione del terreno è sufficiente a compensare con continuità le perdite, per ragioni siano esse naturali e/o antropiche (CELICO, 2003). Tenendo conto che spesso, in condizioni naturali, la disponibilità d'acqua nel suolo è limitata perché condizionata dagli eventi atmosferici e quindi non ve ne è in quantità sufficiente per

soddisfare l'evaporazione potenziale, si parla allora di *Evapotraspirazione Reale* (ETR), per descrivere "l'evapotraspirazione che realmente ha luogo". Essa dipende dalle caratteristiche del bacino, dalla temperatura, ma anche dalla disponibilità di acqua, quindi dalle precipitazioni.

Differenti metodi sono stati sviluppati per calcolare l'evapotraspirazione utilizzando

- equazioni empiriche in funzione della temperatura media annuale;
- fattori per la temperatura media mensile;
- pressione di vapore e velocità dell'aria.

ma uno dei metodi più utilizzati è la formula empirica di Thornthwaite (1948), basata sulla relazione esponenziale esistente tra l'ETP e la temperatura media mensile

$$ETP = 1.62 \left(\frac{10T}{I} \right)^a$$

dove

ETP: evapotraspirazione mensile (cm) calcolata in un mese di 30 giorni ed insolazione 12 ore su 24;

T: temperatura media mensile in °C;

a: parametro relativo al clima del luogo e funzione dell'Indice Termico Annuale I

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad a = 0,492 + 0,0179 I - (771 \times 10^{-7}) I^2 + (675 \times 10^{-9}) I^3$$

In alcuni casi è necessario che i valori di ETP per ogni mese siano corretti attraverso un coefficiente K che tiene conto del numero dei giorni del mese e del numero reale di ore di insolazione nei giorni dello stesso mese; per questo parametro sono disponibili delle tabelle che ne forniscono i valori mensili in funzione della latitudine.

Nell'ambito di questa tesi si è proceduto ad un'attenta analisi di valori pluviometrici, termometrici e nivometrici relativi a stazioni di monitoraggio gestite dalla Protezione Civile della Regione Marche (per il bacino del Fiumo Aso) e dalla Protezione Civile della Regione Abruzzo – Servizio Idrografico e Mareografico (per il bacino del fiume Sagittario).

Le informazioni ottenute dal Centro Funzionale Multirischi della Protezione Civile delle Marche provengono dalla rete di monitoraggio meteo-idro-pluviometrica in telemetria, che ha sostituito quella meccanica, e che fornisce dati registrati dai sensori con una cadenza di 15 minuti. Si è quindi dovuto procedere ad analizzare e validare i dati ottenuti calcolando i valori medi giornalieri e mensili (per le temperature) e la cumulata giornaliera e mensile delle piogge e delle nevi. Per queste ultime, il dato fornito dal sensore era rappresentato dalla misura dello spessore del manto nevoso. Nell'analisi di questo importante parametro si è quindi tenuto conto delle seguenti osservazioni:

- quando la neve fresca cade su uno strato di neve depositatosi in precedenza, le misure effettuate calcolando il nuovo spessore per differenza possono essere errate perché lo strato nevoso ha, in ogni caso, tendenza a compattarsi ed a divenire, quindi, meno spesso;

- lo spessore della neve fresca può essere convertito nel suo equivalente in acqua moltiplicandolo per la sua densità specifica. Quando questa non è nota può essere usata, con opportune precauzioni la relazione che attribuisce ad un centimetro di neve fresca un'equivalenza di un millimetro d'acqua.

Di conseguenza nella valutazione dell'equivalente in acqua (espressa in mm) in funzione della variazione dello spessore del manto nevoso (espresso in cm), sono state anche analizzate le temperature corrispondenti: se inferiori a 0°C lo scioglimento della neve non è possibile, ma la differenza può essere dovuta alla compattazione per il proprio peso.

La rete di monitoraggio in telemetria ha cominciato a funzionare a partire dal 2002/2003, quindi per i dati precedenti si è fatto riferimento agli Annali Idrologici disponibili sul sito http://www.protezionecivile.marche.it/viewdoc.asp?co_id=468.

Il Servizio Idrografico e Mareografico della Regione Abruzzo ha, invece, fornito i dati cumulati (per le piogge e le nevi) e medi, con scala giornaliera e, quindi, mensile delle stazioni monitorate.

I valori medi mensili del manto nevoso (espressi in cm), ove presenti, sono stati equiparati alle precipitazioni liquide (esprese in mm) con un rapporto di 1:1.

Per ogni stazione i dati mensili di temperatura (°C) e di precipitazione (mm), liquida e solida (ove presente), sono stati utilizzati per calcolare mediante l'ausilio di un file Excel (Figura 3.16) i valori di evapotraspirazione reale secondo il metodo di Thornthwaite per ogni anno investigato.

Stazione: MONTE PRATA								Anno di Riferimento: 2007						
Parametro	Un.Mis.	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC	ANNO
Temperatura	°C	1,01	-0,39	0,47	6,04	8,45	12,63	15,94	14,64	7,99	5,14	0,87	0,11	6,08
Im		0,089	0	0,028	1,331	2,213	4,067	5,785	5,086	2,033	1,043	0,071	0,003	21,75
a		0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85
K		0,81	0,82	1,02	1,12	1,26	1,28	1,29	1,2	1,04	0,95	0,81	0,77	-
Evapotraspirazione potenziale	mm	6,74	0	4,42	42,81	64,12	91,77	112,8	97,58	50,46	31,65	5,93	0,97	509,2
Precipitazione totale	mm	28,4	35	15,6	60,8	106	60,4	32,6	70,8	100,5	118,2	29,8	23,2	681,3
Acqua disponibile	mm	21,66	35	11,18	17,99	41,88	0	0	0	50,04	86,55	23,87	22,23	310,4
Contenuto d'acqua nel suolo	mm	100	100	100	100	100	68,63	0	0	50,04	100	100	100	100
Deficit di alimentazione	mm							-11,6	-26,8					-38,33
Eccedenza idrica	mm	21,66	35	11,18	17,99	41,88	0	0	0	0	36,59	23,87	22,23	210,4
Evapotraspirazione reale	mm	6,739	0	4,42	42,81	64,12	91,77	101,2	70,8	50,46	31,65	5,934	0,967	470,9

Figura 3.16 – Tabella Excel per la valutazione dell'evapotraspirazione reale secondo il metodo di Thornthwaite

3.5 RACCOLTA DATI SU PIATTAFORMA GIS

Recentemente il contributo dei Sistemi Informativi Geografici (GIS) ha registrato un costante incremento per il processamento di dati e, in particolare, per la catalogazione di grandi volumi di informazioni di differente tipologia e origine.

Il modellamento idrogeologico e l'utilizzo del GIS in ambito idrologico, in particolare, è diventato uno standard per l'analisi di numerosi soggetti, che vanno dall'identificazione e caratterizzazione delle aree di ricarica delle acque sotterranee a differenti scale, alla stima del rapporto precipitazione/deflusso e allo studio dei modelli climatici e delle condizioni microclimatiche locali (SPADONI *et alii*, 2009).

Di conseguenza, per ogni area investigata nel corso di questo studio, i dati cartografici relativi all'assetto geologico-stratigrafico e strutturale e le informazioni desunte dai risultati ottenuti con l'analisi idrogeologica e idrochimica, unitamente al database dei caratteri climatici, sono stati integrati in un ambiente georeferenziato utilizzando la funzione di sovrapposizione dei diversi layers nella modalità GIS.

L'utilizzo del GIS nello studio condotto ha avuto come obiettivi principali quelli di:

- 1) individuare gli acquiferi e delimitare le aree di ricarica;
- 2) valutare i principali fattori geologici e climatici che influenzano le variazioni delle portate erogate dagli acquiferi;
- 3) determinare come le variazioni dei livelli piezometrici siano influenzate dai cambiamenti climatici stagionali e pluriennali.

4 RISULTATI DEL BACINO DEL FIUME ASO

4.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO REGIONALE

4.1.1 ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

La catena montuosa dei Monti Sibillini rappresenta la porzione sud-orientale del dominio geologico-strutturale Umbro-Marchigiano.

La successione pelagica è costituita da un'alternanza di litotipi calcarei, calcareo-marnosi e argillosi depositatesi fino al Miocene su un substrato carbonatico liassico di piattaforma, fortemente disarticolato dalla tettonica distensiva. La successione sedimentaria è chiusa al tetto dai depositi terrigeni miocenici che affiorano prevalentemente nel settore pedemontano ad est della catena (Figura 4.1).

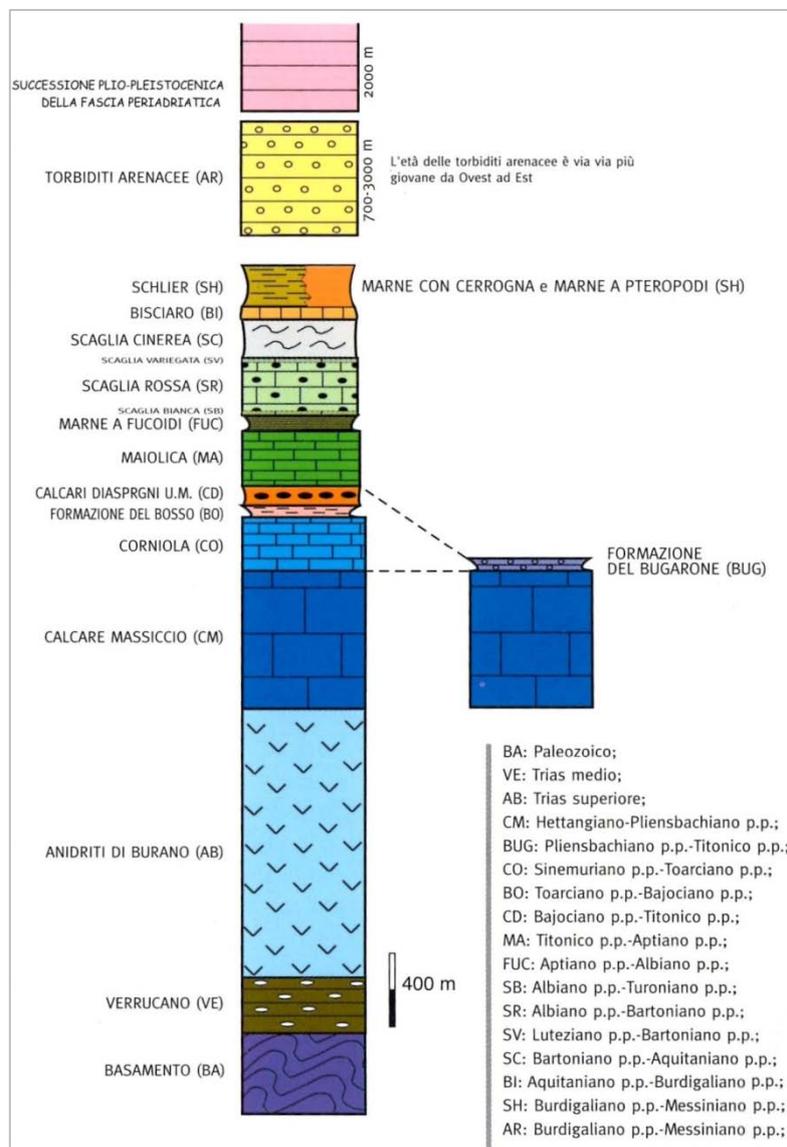


Figura 4.1 – Schema della successione sedimentaria umbro-marchigiana (da DEIANA & MARCHEGIANI, 2002).

La parte inferiore (Trias superiore-Eocene) della successione umbro-marchigiana riflette, con le sue variazioni verticali e laterali di facies, l'evoluzione di un margine continentale passivo, che va da un

ambiente di tipo continentale (Formazione del Verrucano; Permo-Triassico) a uno di piattaforma carbonatico-evaporitica (Anidriti di Burano e Calcare massiccio; Trias superiore-Lias inferiore), a uno pelagico (PIERANTONI *et alii*, 2005). Quest'ultimo inizia con le successioni giurassiche tradizionalmente distinte in *complete*, *condensate* e *composite* (COLACICCHI *et alii*, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1971). Le prime, tipiche delle aree depresse del bacino giurassico umbro-marchigiano comprendono, dal basso verso l'alto, la Corniola, il Rosso Ammonitico (a luoghi sostituito, assieme alla porzione sommitale della Corniola, dalle Marne del M. Serrone), i Calcari a Posidonia e i Calcari diasprigni umbro marchigiani. Le seconde caratterizzano le parti rialzate dei blocchi fagliati e sono costituite da calcari nodulari con locali e sottili livelli marnosi e selciferi (Formazione del Bugarone). Le successioni composte infine si depongono nelle zone di raccordo, rappresentate da scarpate o gradini di faglia, tra aree depresse e aree rialzate e sono costituite da unità delle successioni condensate cui si sovrappongono unità delle successioni complete.

Segue ovunque una successione di calcari, calcari marnosi e marne che include le formazioni della Maiolica, delle Marne a Fucoidi, della Scaglia bianca, della Scaglia rossa e della Scaglia variegata (parte alta del Giurassico-Eocene p.p.). Variazioni di facies e di spessore che caratterizzano in particolare il gruppo delle Scaglie e evidenze strutturali denotano l'esistenza di una tettonica sin sedimentaria durante il Cretaceo-Paleogene (LAVECCHIA, 1985 e TAVARNELLI, 1996).

Si passa superiormente a una sequenza emipelagica (Scaglia cinerea-Bisciaro-Schlier) che segna l'inizio della fessurazione della rampa dell'avampaese. Chiudono la successione le unità torbiditiche, la cui età diventa via via più giovane andando dalle aree interne ("bacino marchigiano interno", cui appartengono i depositi del Bacino di Camerino di età Tortoniano medio-Messiniano p.p.) a quelle esterne ("bacino marchigiano esterno"; CENTAMORE *et alii*, 1973) che comprendono: la Formazione della Laga (Messiniano), i sedimenti dei minori bacini miocenici del pesarese e i depositi pliocenici delle Argille Azzurre, generalmente discordanti sulle unità più antiche (CANTALAMESSA *et alii*, 2002).

4.1.2 ASSETTO STRUTTURALE

L'assetto strutturale che caratterizza questo settore dell'Appennino centrale è quello tipico di una catena a pieghe a prevalente vergenza orientale, con assi che ruotano da una direzione meridiana ad una direzione appenninica. La dominante componente traslativa, che ha dato origine al rilievo, ha prodotto una serie di sovrascorrimenti e faglie inverse, molto evidenti sul fianco orientale e nord-orientale delle anticlinali, che ha causato il raccorciamento e l'accavallamento di termini più antichi su depositi più recenti (BONI *et alii*, 2010b). Allo stile tettonico compressivo si associano e si sovrappongono gli effetti della tettonica distensiva pliocenico-quadernaria che ha ribassato ampi settori carbonatici originando, all'interno delle dorsali, vaste depressioni intramontane, successivamente colmate da depositi fluvio-lacustri (DEIANA & MARCHEGIANI, 2002).

L'elemento strutturale principale è il sovrascorrimento dei Monti Sibillini, che si estende verso Sud fino a raccordarsi con il sovrascorrimento della "Linea Olevano-Antrodoco" (PAROTTO & PRATURLON, 1975) e verso Nord va a congiungersi col fronte del margine appenninico-padano (CALAMITA & DEIANA, 1986;

CALAMITA *et alii*, 1995; PIERANTONI *et alii*, 2005). Questo motivo tettonico regionale ha portato i termini meso-cenozoici interni sulle antistanti formazioni creta-palogeniche e mioceniche, ed è caratterizzato da una geometria arcuata a vergenza nord-orientale e convessità adriatica; nella porzione settentrionale l'andamento è appenninico, mentre in quella meridionale è circa N-S (NNW-SSE a nord del M. Vettore). A questo motivo compressivo si associano motivi secondari traslativi e faglie disgiuntive di trascinamento, che hanno profondamente modificato l'originario assetto stratigrafico, e gli effetti della tettonica distensiva plio-quadernaria (Figura 4.2).

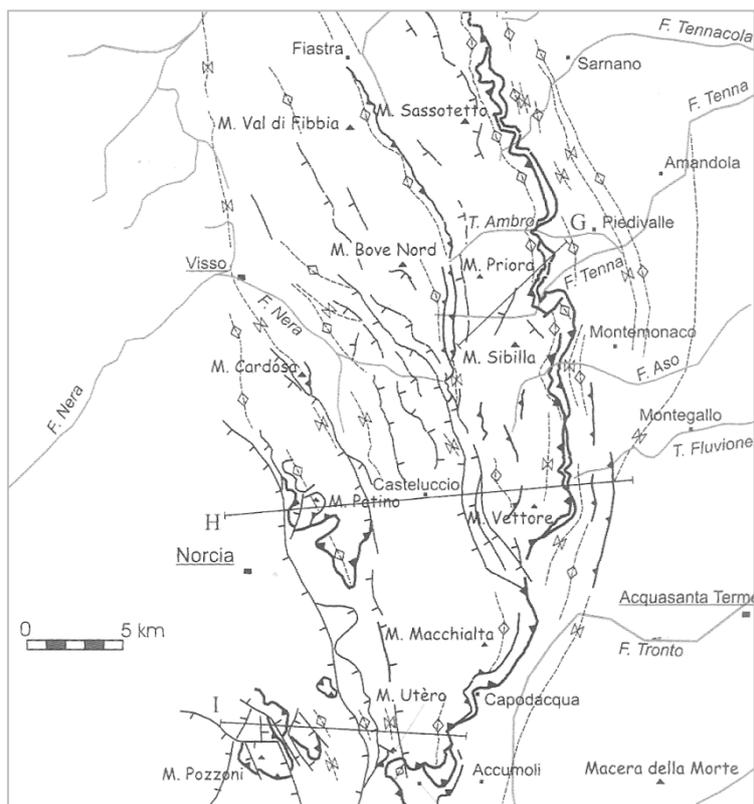


Figura 4.2 – Schema geologico strutturale del settore meridionale dei Monti Sibillini (modificato da PIERANTONI *et alii*, 2005).

La superficie di sovrascorrimento principale risulta essere in genere debolmente immergente verso ovest oppure debolmente piegata in antiforme e i suoi rapporti con gli strati del *footwall* indicano rampe a bassa inclinazione e tratti di *flap* impostati generalmente nelle emipelagiti pre-torbiditiche, in particolare nelle Marne con Cerrognia (PIERANTONI *et alii*, 2005).

L'unità di tetto è in genere rappresentata da un'ampia anticlinale con nucleo di terreni giurassici, spesso assimilabile a una *box fold* con cresta più o meno estesa, asimmetrica (KOOPMAN, 1983 e LAVECCHIA, 1985). Il fianco occidentale è debolmente inclinato e il fianco orientale, da verticale a rovesciato nei soli termini della sequenza pelagica, è in rapporto di *blind thrust* con gli strati sub orizzontali o moderatamente inclinati del Calcere massiccio, costituente il nucleo della piega (CALAMITA, 1990).

L'anticlinale del Monte Vettore, fortemente asimmetrica, a direzione N-S, occupa la zona di maggiore elevazione strutturale di questo settore appenninico. L'erosione ha portato in affioramento, per vasti tratti, i termini più antichi della successione mesozoica rappresentati dalla Corniola e dal Calcere massiccio. Il

sovrascorrimento ha sovrapposto quest'ultima unità alle torbiditi della Formazione della Laga che risultano coinvolte in pieghe rovesciate e fagliate, scollate a livello delle sottostanti Marne con Cerrognna (Figura 4.3). Il dislocamento misurato in corrispondenza dei livelli stratigrafici più antichi è pari a circa 8 km ed è in parte trasferito a livelli di scollamento ubicati nelle emipelagiti pre-torbiditiche, soprattutto nelle Marne con Cerrognna. La struttura è complicata dalla presenza di faglie normali con rigetto elevato (1.2-11.7 km). Tale rigetto può essere interpretato come risultante da un'attività pre-thrusting (dominante), con una successiva (minore) componente di riattivazione post-thrusting (PIERANTONI *et alii*, 2005).

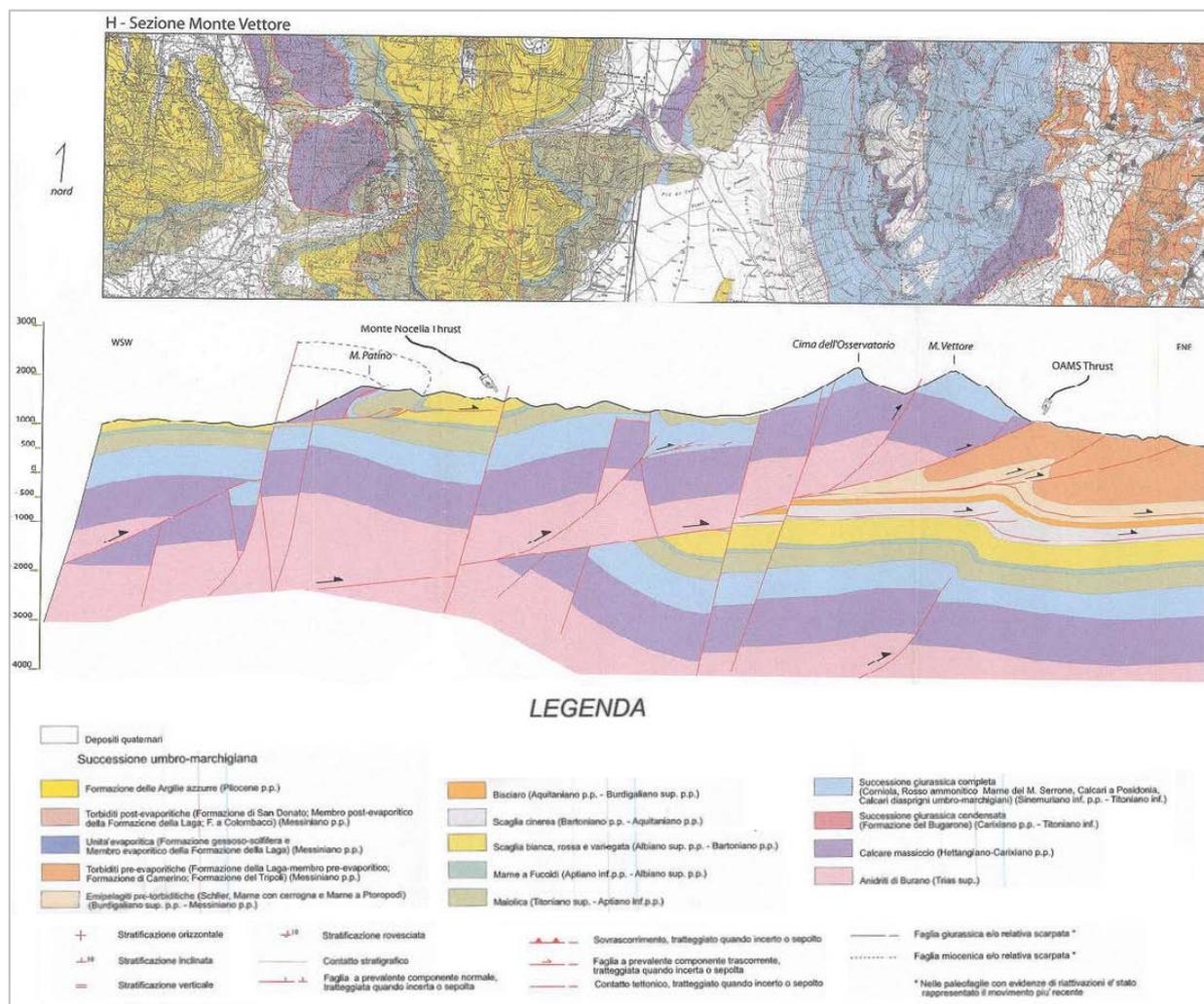


Figura 4.3 – Profilo geologico schematico dell'anticlinale del Monte Vettore (modificato da PIERANTONI *et alii*, 2005). Per l'ubicazione della traccia della sezione fa riferimento il profilo H della Figura 4.2.

Per quanto riguarda il letto le unità più comuni affioranti in corrispondenza del sovrascorrimento sono le emipelagiti pre-torbiditiche (Scaglia cinerea, Bisciario, Schlier-Marne con Cerrognna), caratterizzate da un assetto strutturale a pieghe da scollamento e sovrascorrimenti, con andamento NW-SE.

Faglie normali plioceniche-quaternarie, a direzione per lo più appenninica, interessano le suddette strutture: esse sono più numerose nell'*hangingwall* e possono dislocare il sovrascorrimento, come è evidente per le faglie del versante occidentale del M. Vettore. Non mancano inoltre casi di riattivazione di strutture pre-orogeniche da parte delle faglie in parola: un esempio è dato dalla faglia ubicata alla base del M. Vettore

(CALAMITA *et alii*, 1992). Per quanto riguarda infine le dislocazioni pre-orogeniche, le più importanti delle quali sono di età giurassica e miocenica, esse sono di norma deformate e dislocate durante le deformazioni compressive, più raramente mostrano evidenze di significative inversioni del movimento.

4.1.3 ASSETTO IDROGEOLOGICO

Le caratteristiche strutturali e i rapporti stratigrafici del dominio umbro-marchigiano influenzano l'assetto idrogeologico regionale, che è caratterizzato dall'esistenza di circolazioni idriche "sospese" al di sopra di quella "basale", più profonda, in formazioni prevalentemente calcaree, delimitate da *aquiclude* e *aquitard* costituiti dalle formazioni marnose-argillose (MASTRORILLO *et alii*, 2009).

Il quadro idrogeologico regionale ricostruito da BONI & PETITTA nel 2007 fornisce un'organica ricostruzione alla scala 1:50.000 della più probabile distribuzione e configurazione degli acquiferi che alimentano le principali emergenze di acqua sotterranea presenti nel territorio del Parco Nazionale dei Monti Sibillini. Inoltre, sulla base della loro capacità di assorbire e immagazzinare le acque meteoriche, le formazioni geologiche della successione umbro-marchigiana sono state classificate in complessi idrogeologici le cui caratteristiche sono riportate nella Figura 4.4 e nella Figura 4.5.

LEGENDA



DEPOSITI DI COPERTURA (Pleistocene - Olocene)

Depositi di copertura, antichi e recenti, indifferenziati, prevalentemente costituiti di ghiaie calcaree eterometriche.

Spessori variabili da pochi metri a diverse decine di metri.

Questi depositi hanno notevole capacità di assorbimento delle acque meteoriche ed ospitano modeste falde sospese quando poggiano su complessi poco permeabili. Dove poggiano su rocce permeabili trasmettono le acque assorbite ai complessi sottostanti.



DEPOSITI LACUSTRI (Pleistocene)

Depositi lacustri e fluvio-lacustri, prevalentemente argillosi, con torbe, che colmano le depressioni di Castelluccio di Norcia e di Norcia.

Spessori variabili da pochi metri ad un centinaio di metri.

Questo complesso è caratterizzato da bassa permeabilità, ma può contenere al suo interno modesti acquiferi sospesi negli orizzonti più permeabili. Facilita un considerevole ruscellamento di superficie che viene interamente assorbito dalle doline distribuite ai margini delle depressioni. Particolarmente intenso è l'assorbimento che si verifica al margine sud-occidentale della piana di Castelluccio di Norcia, in corrispondenza dell'inghiottitoio dei Mergani e di forme carsiche meno evolute distribuite nelle aree circostanti.



COMPLESSO ARGILLOSO-ARENACEO (Langhiano p.p. - Messiniano)

(Formazione della Laga; Formazione gessoso-solfifera; Arenarie di Camerino)

Torbiditi pelitico-arenacee e arenacee, peliti con orizzonti arenitici, argille e marne bituminose, gessi.

Spessori molto variabili, da alcune centinaia ad oltre un migliaio di metri.

Questo complesso è caratterizzato da bassa permeabilità di insieme ma discreta capacità di immagazzinamento. Circolazione sotterranea diffusa ma quantitativamente limitata. Dove le arenarie sono più fratturate e dove è più sviluppata la coltre di alterazione superficiale si trovano acquiferi epidermici discontinui che alimentano piccole sorgenti e sostengono il flusso di base di corsi d'acqua a regime prevalentemente stagionale. Nel loro complesso questi terreni hanno funzione di "aquiclude" nei confronti degli acquiferi carbonatici.



COMPLESSO CALCAREO-MARNOSO (Bartoniano p.p. - Messiniano p.p.)

(Scaglia cinerea; Bisciario; Schlier; Marne a Pteropodi; Marne con Cerrognà)

Calcarei e calcari marnosi, marne e argille con orizzonti di selce ed intercalazioni biodetritiche.

Colorazione variabile dal rosa, al verde, al grigio.

Spessore variabile tra 250 e 350 metri.

Questo complesso assume un ruolo di "aquiclude" dove viene a contatto con complessi calcarei più permeabili. Dove è più abbondante la componente calcarea e dove è più intenso lo stato di fratturazione può ospitare modestissime falde che alimentano piccole sorgenti e corsi d'acqua temporanei.



COMPLESSO DELLA SCAGLIA CALCAREA (Albiano p.p. - Bartoniano p.p.)

(Scaglia bianca; Scaglia rossa; Scaglia variegata)

Calcarei micritici e calcari marnosi ben stratificati, con liste e noduli di selce e sottili orizzonti marnoso-argillosi negli interstrati. La colorazione varia dal bianco al rosso intenso.

Spessore variabile tra 200 e 400 metri.

Questo complesso è dotato di notevole permeabilità dove è interessato da un intenso stato di fessurazione. Ospita acquiferi indipendenti che alimentano sorgenti prevalentemente lineari che erogano portate di alcune centinaia di litri/secondo.

In molte zone dell'area considerata questo complesso alimenta direttamente l'acquifero basale.

Infiltrazione efficace calcolata : 400 - 700 mm/anno.

Figura 4.4 – Legenda dei complessi idrogeologici (da BONI & PETITTA, 2007).

	<p>COMPLESSO DELLE MARNE A FUCOIDI (Aptiano p.p. - Albiano p.p.) <i>(Marne a Fucoidi)</i> Marne e marne argillose prevalenti, policrome, con intercalazioni di strati di calcari marnosi e livelli di selce policroma. Lo spessore, variabile da 50 a 100 metri, si può ridurre notevolmente a causa di processi di laminazione più frequenti presso le linee tettoniche compressive. <i>Questo complesso, di spessore limitato, dove conserva la sua continuità e il suo spessore assume la funzione di "aquiclude" nei confronti dei complessi calcarei con i quali si trova a contatto. Perde questa funzione dove è stato laminato o interessato da faglie con rigetto superiore al suo spessore.</i></p>
	<p>COMPLESSO DELLA MAIOLICA (Titonico p.p. - Aptiano p.p.) <i>(Maiolica)</i> Calcari tipicamente micritici, bianchi, ben stratificati con orizzonti detritici e con livelli e lenti di selce policroma. Lo spessore varia da poche decine di metri in corrispondenza degli alti strutturali, dove la successione giurassica è condensata, a diverse centinaia di metri nelle zone di bacino, dove la successione giurassica è completa. <i>Questo complesso calcareo è dotato di elevata permeabilità favorita dall'intensa fessurazione. Dove risulta sostenuto dal sottostante complesso calcareo-silico-marnoso dà origine ad acquiferi sospesi indipendenti che alimentano sorgenti con portate dell'ordine del centinaio di litri/secondo. Dove non è sostenuto da un "aquiclude", contribuisce all'alimentazione dell'acquifero basale. Infiltrazione efficace calcolata: variabile da circa 500 ad oltre 1000 mm/anno.</i></p>
	<p>COMPLESSO CALCAREO SILICO MARNOSO (Titonico p.p. - Toarciano p.p.) <i>(Calcari e marne del Sentino; Formazione del Bosso; Rosso ammonitico; Calcari e marne a Posidonia; Calcareniti di Monte Valvaseto; Calcareniti nocciola della Valnerina; Calcari diaprigni)</i> Questo complesso comprende tutte le formazioni, di età compresa tra il Toarciano e il Titonico, riferibili alla successione umbro-marchigiana completa. Tutte queste formazioni sono costituite da una irregolare alternanza di calcari, calcari marnosi, calcari nodulari, marne, argille, calcari bioclastici e diaspri, in varia proporzione. Nella letteratura geologica questo insieme di depositi, con caratteri diversi da luogo a luogo, è stato suddiviso in varie formazioni, alle quali è stata attribuita la denominazione delle "località tipo" in cui affiorano. Dal basso verso l'alto si distinguono le seguenti formazioni: Calcari e marne del Sentino (Toarciano); Formazione del Bosso (che comprende il Rosso ammonitico ed i Calcari e marne a Posidonia degli Autori); Calcareniti di Monte Valvaseto e Calcareniti nocciola della Valnerina (in parte eteropiche della Formazione del Bosso); Calcari diaprigni. Lo spessore di questo complesso è molto variabile da poche decine di metri ad un massimo di circa 250 metri. <i>Nel suo insieme questo complesso è dotato di permeabilità molto limitata ed assume, quindi, la funzione di "aquiclude". Perde questa caratteristica dove è interessato da linee tettoniche distensive con rigetto superiore al suo spessore.</i></p>
	<p>COMPLESSO CALCAREO BASALE (Hettangiano - Toarciano p.p.) <i>(Calcare Massiccio; Corniola; Bugarone)</i> Calcari biancastri o nocciola generalmente disposti in banchi di spessore metrico. Calcari bioclastici prevalenti con passaggi a orizzonti micritici, livelli stromatolitici e lenti di ooliti. Calcari micritici stratificati, grigi o nocciola, con intercalazioni biodetritiche, liste e noduli di selce e sottili livelli pelitici negli interstati. Calcari nodulari, localmente dolomitizzati. Spessori molto variabili, dell'ordine di molte centinaia di metri. <i>Questo complesso, dotato di notevole spessore, ospita l'acquifero basale della regione e alimenta grandi sorgenti, puntuali e lineari, che erogano portate di diverse centinaia di litri/secondo. Oltre al contributo dato dai suoi affioramenti, l'acquifero che satura il complesso calcareo basale riceve anche il contributo di estesi affioramenti del complesso della maiolica e della scaglia, dove questi non sono sostenuti da un "aquiclude" sufficientemente esteso e continuo. L'infiltrazione efficace media calcolata risulta molto prossima ad 800 mm/anno.</i></p>

Figura 4.5 - Legenda dei complessi idrogeologici (da BONI & PETITTA, 2007).

In sintesi nell'area dei Monti Sibillini sono stati riconosciute tre tipologie di acquiferi:

- *Acquifero Basale*, contenuto nel complesso calcareo basale, alimentato dagli affioramenti dello stesso complesso e localmente anche dagli affioramenti del complesso della Maiolica e/o della Scaglia, dove viene a mancare il ruolo di aquiclude del complesso Calcareo-Silico-Marnoso (successione condensata) e/o del complesso delle Marne a Fucoidi (per dislocazioni tettoniche con rigetto superiore allo spessore del complesso stesso).
- *Acquifero della Maiolica*, che risulta indipendente da quello Basale solo dove è presente alla base un sufficiente spessore del complesso calcareo-silico-marnoso con ruolo di aquiclude (successione completa e condensata).
- *Acquifero della Scaglia calcarea*, idraulicamente isolato dal sottostante acquifero della Maiolica dal complesso delle marne a fucoidi con ruolo di aquiclude. Questo acquifero è chiuso al tetto dal complesso marnoso-arenaceo.

La possibilità di interconnessione idraulica fra gli acquiferi corrispondenti alle tre tipologie descritte dipende dalla locale efficacia del ruolo di aquiclude e/o aquitard svolto dai complessi impermeabili, che hanno caratteristiche geologico-strutturali estremamente variabili.

Nel quadro idrogeologico regionale proposto da BONI *et alii* (2010), che rappresenta una sintesi dei principali risultati ottenuti nello studio sugli acquiferi dei Monti Sibillini, il bacino del fiume Aso è inserito nel Modello Idrogeologico degli Acquiferi dei Monti Sibillini Orientali che comprende un'area di circa 110 km², a prevalente estensione Nord-Sud, fra Bolognola e le pendici del Monte Vettore (Figura 4.6). Gli Autori ipotizzano una continuità idraulica dell'acquifero Basale, della Maiolica e della Scaglia Calcarea ed identificano un'unica circolazione idrica profonda alimentante le sorgenti dell'alto bacino del Fiume Fiastrone e dei bacini del Tennacola, Ambro, Tenna, Aso e Fluvione per una portata media totale di 3240 L/s. La circolazione si svolgerebbe prevalentemente nel Complesso Calcareo Basale, costituito dalle formazioni del Calcare Massiccio, della Corniola e del Bugarone e la sua area di ricarica corrisponderebbe agli estesi affioramenti del Calcare Massiccio, della Maiolica e della Scaglia calcarea.

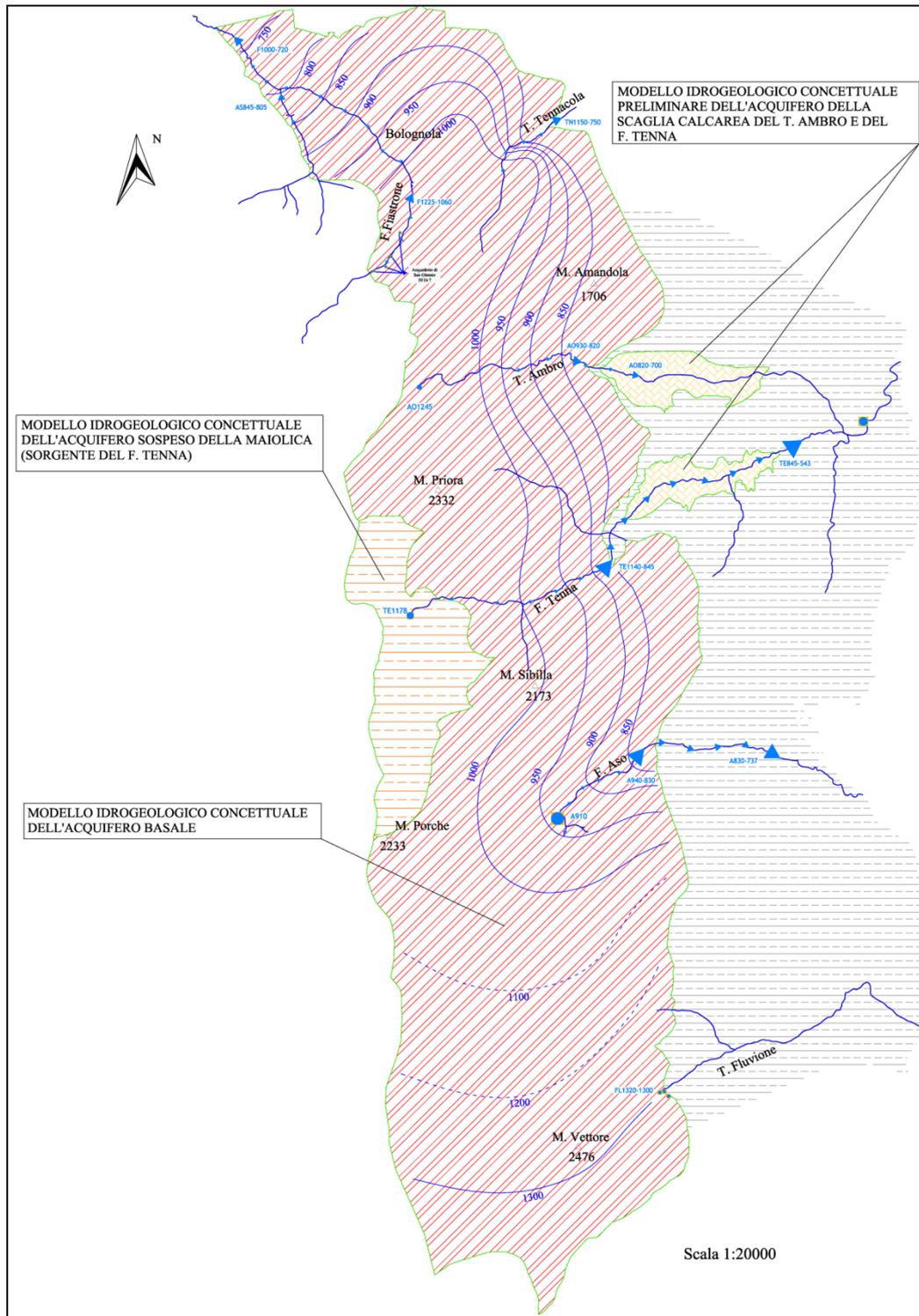


Figura 4.6 – Modello Idrogeologico Concettuale dei Monti Sibillini Orientali (da BONI & PETITTA, 2007).

La portata di magra complessiva delle emergenze nel bacino carbonatico dell’Aso è valutata dagli Autori in 1415 L/s, attribuiti sia alla sorgente puntuale di Foce (A910), captata dal CIIP Spa per 535 L/s, sia ad un complesso sistema di emergenze in alveo (A940-830 e A830-737), con portata di 880 L/s.

Il modello proposto da BONI & PETITTA (2007) non fornisce alcuna indicazione sulla possibile presenza di un eventuale spartiacque sotterraneo che, delimitando l’area di alimentazione delle sole sorgenti del bacino

carbonatico dell’Aso rispetto al resto della dorsale orientale dei Sibillini, differenzi le principali direttrici del flusso sotterraneo a scala locale; inoltre, non vengono distinte le circolazioni nei tre differenti acquiferi. Analogamente, anche NANNI *et alii* (2012) nello “Schema Idrogeologico dell’Italia centro Adriatica”, alla scala 1:250.000, attribuiscono alle sorgenti che alimentano il fiume Aso, inserito nell’idrostruttura della Dorsale Marchigiana, una portata media complessiva di 1400 L/s (Figura 4.7.): 500 L/s corrispondono alla sorgente puntuale captata di Foce (n° 54) e i restanti 900 L/s emergerebbero direttamente in alveo (n°55).



Figura 4.7 – Il bacino del fiume Aso nello Schema Idrogeologico dell’Italia centro Adriatica (NANNI *et alii*, 2012).

4.2 ANALISI DELL’ASSETTO GEOLOGICO-STRUTTURALE E IDROGEOLOGICO DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO

L’analisi dell’assetto geologico strutturale della porzione carbonatica del bacino del fiume Aso, effettuata sulla base dei principali studi geologici dell’area (REGIONE MARCHE, 2002; COOPER & BURBI, 1987) e, soprattutto, sui risultati dello studio condotto da NANNI & PETITTA (2010 e 2012), ha rappresentato un valido strumento per la ricostruzione dei limiti del bacino idrogeologico e l’individuazione degli acquiferi carbonatici che alimentano il corso d’acqua. La carta lito-strutturale, con la relativa legenda, sono riportate nelle Figure 4.8 e 4.9.

4.2.1 ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

Vengono qui riportate le caratteristiche delle formazioni affioranti nell'area investigata nel corso di questo studio, in riferimento a quelle depositatesi dal Giurassico al Miocene. La legenda geologica, utilizzata per le formazioni affioranti nell'area di studio, ricalca le note illustrative del Progetto CARG della Regione Marche.

SUCCESSIONE GIURASSICA

- **NEO Calcarea massiccio del M.te Nerone** (*Hettangiano - Carixiano p.p*)

Costituisce la più antica unità affiorante della successione giurassica; esso è presente con la tipica facies riferibile al membro inferiore ciclotemico (Calcarea massiccio A, **NEO₁**), molto potente (spessore massimo affiorante: 800 m. Si tratta di calcari biancastri, granulo-sostenuti, in strati massicci, con intercalazioni di calcarea nocciola prevalentemente fango-sostenuti in strati medio-sottili, con strutture riferibili ad ambienti peritidali.

È organizzato in cicli plurimetrici, ognuno indicante un ambiente oscillante tra il subtidale poco profondo ed il sopratidale. Le *facies* subtidali sono date da granuli (ooidi, peloidi, oncoidi, fossili) con matrice scarsa o assente nei litotipi ad alta energia, prevalente in quelli a bassa energia. I periodi di esposizione subaerea sono testimoniati da strutture vadose (pisoliti e caliche), di disseccamento e sottili paleosuoli arrossati. Sul versante sud-orientale del M. Vettore il Calcarea massiccio del M. Nerone è interessato da una diffusa dolomitizzazione, che ne maschera i caratteri tessiturali (*Formazione delle Dolomie di Castelmafrino* sensu CRESCENTI, 1969).

- CONDENSATA

- **BUG Formazione del Bugarone** (Carixiano p.p. – Titoniano inferiore)

La Unità calcarea nodulare (**BUG₁**) è costituita da calcari e calcari marnosi nodulari cui si associano spesso, nella parte mediana, marne e marne calcaree verdastre, a stratificazione irregolare con giunti ondulati o di tipo stilolitico; a luoghi sono ricchi in fossili (ammoniti, brachiopodi, aptici, belemniti, crinoidi, ecc.). CENTAMORE *et alii* (1971) vi hanno distinto, dal basso verso l'alto, quattro membri: *Calcari stratificati grigi*, *Calcari nodulari con marne verdi*, *Calcari nodulari nocciola*, *Calcari nodulari ad Aptici*. Lo spessore medio è di circa 30 m.

- COMPLETA

- **COI Corniola** (*Sinemuriano inferiore p.p. – Toarciano inferiore p.p.*)

È costituita da calcari fango-sostenuti biancastri e avana, in strati medio-spessi, con selce in liste e noduli, con sottili livelli marnoso-argillosi e con frequenti intercalazioni calcareo-clastiche in strati da medi a molto spessi, a granulometria variabile da fine a grossolana. Lo spessore è variabile in relazione anche alla frequenza degli apporti clastici: dai 300 m delle aree settentrionali ai 500-600 m del M. Vettore. La parte superiore può essere sostituita dalle Marne del M. Serrone.

- **MSE Marne del M. Serrone** (*Pliensbachiano superiore – Toarciano p.p.*)

Sono costituite da calcari marnosi grigio-verdastri (in strati di spessore variabile) alternati a marne e marne argillose grigiastre ed a calcari detritici grigiastro-marroncini in strati da medi a spessi. Questi ultimi aumentano con gradualità verso l'alto dove, localmente, gli strati possono raggiungere e superare il metro di spessore. Alla base degli strati calcareo-detritici si rinvengono strutture da bioturbazione e controimpronte da corrente deformate e indeterminabili. Lo spessore dell'unità varia da pochi metri a qualche decina di metri fino a circa 150 m nell'area di Forca Canapine- Capodacqua e del M. Vettore. Tra i clasti sono frequenti ooliti isolate e granuli rivestiti.

- **PSD Calcari a Posidonia** (*Toarciano superiore p.p. – Bajociano inferiore*)

Si tratta di calcari e calcari marnosi biancastri o avana, talora nodulari, spesso rossastri alla base con selce che aumenta progressivamente verso l'alto, a luoghi ricchi di gusci di lamellibranchi pelagici. Sono presenti intercalazioni di calcari clastici e bioclastici a granulometria da fine a grossolana, in strati da medi a molto spessi. Lo spessore di questa formazione varia da 50 metri nelle zone settentrionali ai 200 metri in quelle meridionali.

- **CDU Calcari diasprigni umbro-marchigiani** (*Bajociano superiore - Titoniano inferiore*)

I classici *Calcari diasprigni umbro-marchigiani* sono stati suddivisi in due membri, cartografati separatamente: i *Calcari diasprigni* (**CDU₁** – membro inferiore) e i *Calcari a Saccocoma ed Aptici* (**CDU₂** – membro superiore). I *Calcari diasprigni* (**CDU₁**) sono costituiti da calcari fango-sostenuti parzialmente o completamente silicizzati, grigio-verdastri o rossastri di aspetto granulare, in strati da sottili a medi, con selce varicolore in liste e noduli. A luoghi, in particolare nelle aree meridionali, sono presenti intercalazioni di calcari detritici in strati da medi a molto spessi. Il contenuto siliceo aumenta verso l'alto. Lo spessore varia da qualche decina di metri fino a superare i 100 m. I *Calcari a Saccocoma ed Aptici* (**CDU₂**) sono costituiti da calcari fango-sostenuti selciferi, a luoghi da calcari granulo-sostenuti biodetritici, spesso ricchi in aptici, di colore grigio-verdastro e talora rossastro, in strati medi e sottili. Lo spessore si aggira sui 30-40 m.

SUCCESSIONE CRETACICO-OLIGOCENICA

- **MAJ Maiolica** (*Titoniano superiore-Aptiano inferiore p.p.*)

E' caratterizzata da micriti biancastre, in strati sottili e medi, con frattura concoide, e da selce grigia o nerastra in liste e noduli. Sono presenti intercalazioni di livelli calcarenitici e calciruditici. In prossimità del passaggio con le *Marne a Fucoidi* si hanno colorazioni più scure nei litotipi calcarei, frequenti intercalazioni di peliti scure e di sottili strati di selce nera a fratturazione prismatica e, talora, *slumps*. Lo spessore della formazione è variabile da 100-200 metri (sugli alti strutturali) a 350-400 metri (al di sopra delle successioni giurassiche complete).

- **FUC Marne a Fucoidi** (*Aptiano inferiore pp.-Albiano superiore pp*)

Le *Marne a Fucoidi* sono costituite essenzialmente da marne, marne argillose e calcari marnosi. La porzione inferiore è data da marne e marne argillose policrome e da sottili intercalazioni calcareo-marnose verdoline e beige. Sporadicamente si rinvengono liste e noduli di selce verdastra. La porzione superiore è caratterizzata da calcari marnosi e marne calcaree in strati medi, biancastri (talora verdolini e rosei), con sottili intercalazioni di marne argillose grigio-verdi e con selce verdastra in strati, liste e noduli. Sono frequenti i

livelli di *black-shales* di cui quello basale (livello SELLI *Auct.*), dello spessore di circa 2 metri, rappresenta un *marker* regionale. Sono presenti intercalazioni calcarenitiche o calciruditiche. Lo spessore è variabile tra i 40-50 m e 80 m.

- **SBI Scaglia bianca** (*Albiano superiore p.p. -Turoniano inferiore p.p.*)

La *Scaglia bianca*, il cui spessore si aggira in media sui 60-70 m, è costituita da calcari e calcari marnosi biancastri, a frattura scagliosa, in strati medi, con sottili livelli bituminosi e selce, rosata nella parte inferiore e nerastra in quella superiore. In prossimità del passaggio con la *Scaglia rossa*, è presente lo strato-guida BONARELLI *Auct.* (argilliti e siltiti nere e giallastre) dello spessore variabile da pochi decimetri a un metro; al di sotto di questo livello si rinviene sempre uno strato (di 10-15 cm di spessore) di selce nera. Nell'area dei M. Sibillini sono presenti intercalazioni di livelli calcarenitici.

- **SGO Scaglia rossa** (*Turoniano inferiore p.p.-Luteziano p.p.*)

Questa unità è suddivisa in due membri: il membro inferiore (**SGO₁**) è costituito da calcari marnosi rosati, talora con bande policrome e da selce rossa in liste e noduli. Il membro superiore (**SGO₂**) è caratterizzato da calcari rossi e rosso mattone senza selce, talora con toni biancastri diffusi e passanti lateralmente alle *litofacies* rossastre; all'interno di tale membro si hanno livelli marnosi e marnoso-calcarei, dello spessore di 5-10 metri (concentrati soprattutto nella parte alta). All'interno del membro superiore si osservano spesso importanti *slumps* e olistostromi.

Un elemento caratteristico della Scaglia rossa è la presenza e la distribuzione di sedimenti calcareo-clastici, essenzialmente calcareniti, ma anche calciruditi e calci siltiti, provenienti in gran parte dai sedimenti coevi o poco più antichi tipici delle facies di piattaforma carbonatica, ma anche dai coevi sedimenti del bacino umbro-marchigiano. Essi sono particolarmente abbondanti nell'area dei M. Sibillini e diminuiscono via via verso nord fino ad annullarsi nelle aree settentrionali.

Gli spessori sono variabili: il membro inferiore mostra spessori compresi tra 40 e 150 metri; quello superiore di 100-250 metri.

- **SII Scaglia cinerea** (*Bartoniano p.p. -Aquitano p.p.*)

La *Scaglia cinerea* è costituita da marne calcaree, marne e marne argillose (subordinatamente da calcari marnosi) in strati di 10-20 cm di spessore, con prevalenza di *litofacies* più calcaree nella porzione inferiore, e *litofacies* via via più marnose ed argillose in quella superiore; il colore d'insieme è grigio-verde, anche se, soprattutto nella parte inferiore, sono presenti bande rossastre. Talora, nei litotipi più calcarei, è presente la selce nera in liste o piccoli noduli. All'interno dell'unità sono presenti intercalazioni calcarenitiche di spessori variabili da pochi centimetri al metro, ricche di Nummuliti nelle aree meridionali dove dette intercalazioni sono più diffuse.

SUCCESSIONE MIOCENICA

- **BIS Bisciario** (*Aquitano p.p. -Burdigaliano superiore p.p.*)

In questa formazione risultano variamente alternati i seguenti litotipi: calcari grigio-scuri, a volte silicizzati o detritici; calcari con liste e noduli di selce nera; calcari marnosi grigi; marne calcaree e marne argillose, calcari detritici (caratterizzati da apporti clastici provenienti dallo smantellamento della piattaforma laziale-abruzzese).

Tipica del *Bisciario* è la presenza di intercalazioni sottili di vulcanoclastiti riodacitiche giallastre. Frequenti sono le tracce di bioturbazione con *Zoophycos* e *Cylindrites*. In genere il *Bisciario* si può suddividere in tre membri: uno superiore e uno inferiore prevalentemente marnosi, uno intermedio calcareo. A luoghi (aree ad oriente del sovrascorrimento dei M. Sibillini) detto livello si trova all'interno di una facies argilloso-marnosa che caratterizza la porzione basale della formazione. Localmente si rinvengono selci nere e livelli calcarenitici.

Gli spessori e le associazioni litologiche del *Bisciario* sono assai variabili da zona a zona. Lo spessore della formazione in genere aumenta procedendo da nord a sud.

Al di sopra del *Bisciario* le successioni mioceniche appartengono a due distinte aree, caratterizzate da una diversa evoluzione tettonico-sedimentaria.

- **CRR Marne con cerroigna** (*Burdigaliano superiore p.p. - Tortoniano medio*).

Questa formazione è costituita da alternanze di marne, marne calcaree, marne argillose, di colore grigio-chiaro, con frequenti intercalazioni di calcareniti torbiditiche, in strati da medi a spessi; La stratificazione è spesso mascherata da un diffuso clivaggio ed un'intensa bioturbazione. Sono presenti icnofossili (*Zoophycos*, *Cylindrites*, *burrows*) e macrofossili. Frequenti sono gli *slumpings*. Le torbiditi carbonatiche, provenienti dall'erosione della *piattaforma laziale-abruzzese*, come indicano le direzioni di scorrimento ricavate in base a *groove* e *flute casts*, diminuiscono procedendo verso nord e sulle zone di alto strutturale.

Gli strati calcarenitici, che caratterizzano le *Marne con cerroigna* e che rappresentano l'elemento principale di differenziazione dal coevo *Schlier*, presentano, in genere, sequenze di *Bouma* del tipo T_{c-e}, T_{b-e}.

Gli spessori della formazione variano da circa 80 metri nelle zone di alto, dove gli strati calcarenitici sono rari e sottili, a 300 metri nelle depressioni, dove gli *slumpings* e gli strati calcarenitici sono più frequenti. Le geometrie lenticolari degli strati calcarenitici e le loro relazioni di *onlap* sono visibili alla scala dell'affioramento.

- **LAG Formazione della Laga** (*Messiniano p.p.*)

Nell'area affiora il *Membro preevaporitico (LAG 1)*, caratterizzato da depositi torbiditici che costituiscono il riempimento di depressioni strutturali ad andamento longitudinale. Tale membro si compone di quattro associazioni litologiche che si alternano in senso verticale e a volte presentano marcate eteropie di facies. In particolare si nota una progressiva diminuzione degli spessori e della granulometria procedendo verso sud. Le associazioni cartografate sono: *arenacea (LAG1c)*, *arenaceo-pelitica a grandi banconi (LAG1b)*, *arenaceo-pelitica (LAG1d)* e *pelitico-arenacea (LAG1e)*.

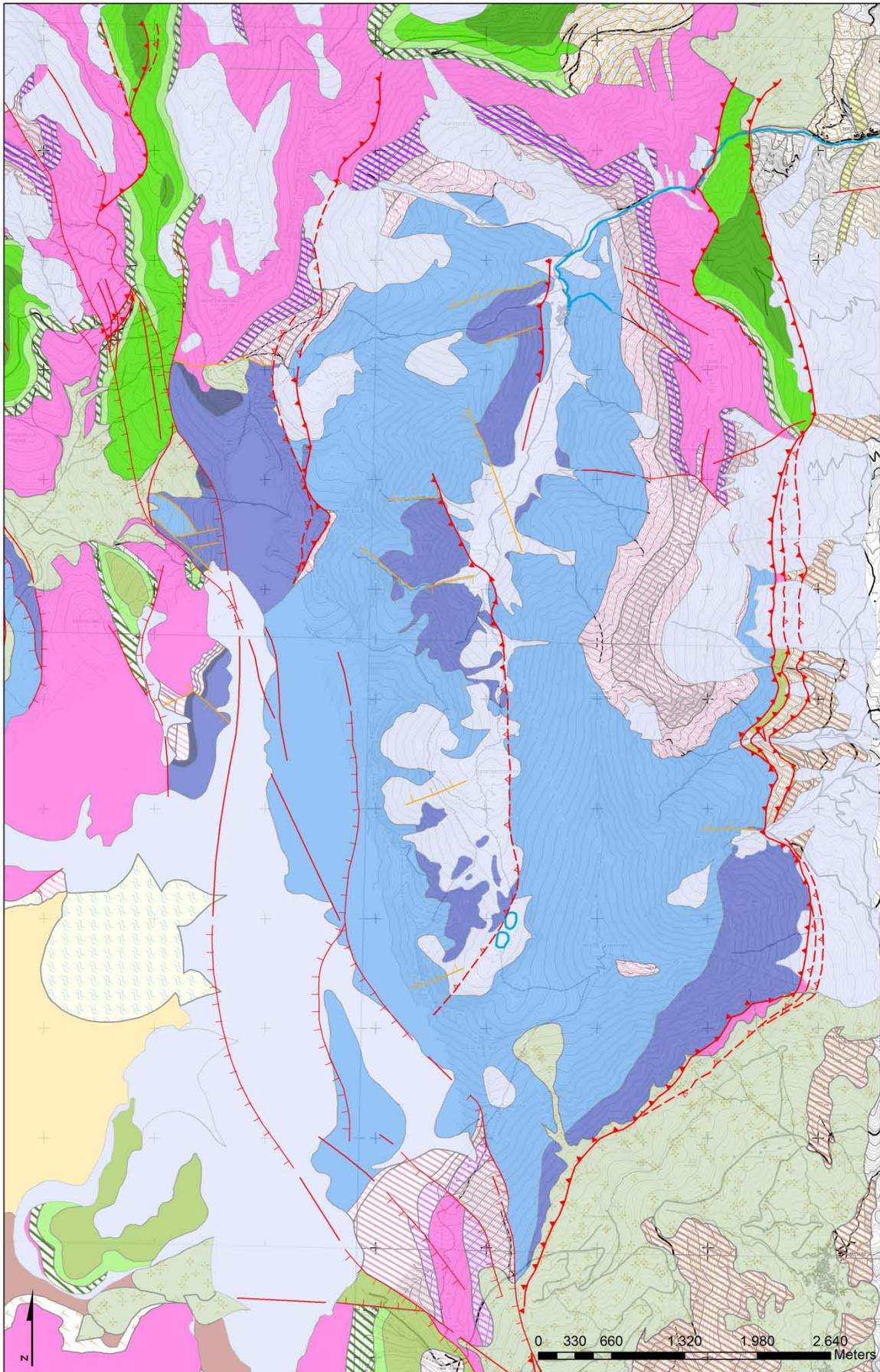


Figura 4.8 Carta lito-strutturale della porzione carbonatica del bacino idrografico del fiume Aso e zone limitrofe. La legenda della carta è riportata in Figura 4.9.



Figura 4.9 Legenda della Carta lito-strutturale della porzione carbonatica del bacino idrografico del fiume Aso e zone limitrofe. Per la descrizione delle litologie si rimanda al paragrafo 4.2.1

4.2.2 ASSETTO STRUTTURALE

Il bacino carbonatico del fiume Aso (Figura 4.8), appartenente al settore orientale dei Monti Sibillini, è caratterizzato da un'associazione di pieghe, a macro e a mesoscala, sovrascorrimenti con associati *splay-thrust*, e faglie di tipo prevalentemente normale, tipiche dello stile deformativo dell'arco appenninico centro settentrionale. L'andamento di queste strutture (variabile da NNO-SSE a N-S) manifesta una marcata vergenza verso l'avampaese adriatico coinvolgendo, verso l'esterno, i terreni più recenti della successione umbro-marchigiana. Questo testimonia un'attività tettonica compressiva neogenica capace di produrre una sovrapposizione dei termini calcarei giurassici (dorsale appenninica) sui terreni appartenenti ad una successione terziaria di bacino emipelagico (zone pedemontane). Le faglie normali quaternarie, a direzione circa NNO-SSE, talora dislocano, per diverse centinaia di metri, le precedenti strutture testimoniando un nuovo regime di sforzi nell'area. A tali faglie è dovuto il caratteristico assetto morfostrutturale della dorsale, dato da una disposizione a gradinata ovest-immersa, dei blocchi fagliati.

L'assetto strutturale attuale del bacino carbonatico del fiume Aso, oggetto del presente studio, è interessato da elementi strutturali giurassici precedenti a quelli della successiva tettonica compressiva che hanno condizionato non solo la sedimentazione ma anche le vie di propagazione delle strutture plicative, quindi il processo orogenico vero e proprio (NANNI & PETITTA, 2012). Le faglie pre-thrusting sono, quindi, gli elementi strutturali più antichi riconoscibili nell'area: si tratta di faglie normali che hanno accompagnato la storia sedimentaria giurassica, controllando le variazioni di litologia e di spessore delle coeve successioni sedimentarie. La paleogeografia giurassica risultava quindi articolata in alti strutturali, in bassofondi pelagici ed in aree intermedie di raccordo e transizione tra le stesse, determinando tre tipi di sedimentazione: ridotta, condensata, completa (COLACICCHI *et alii*, 1970; CENTAMORE *et alii*, 1971).

Sulla base dei rapporti giaciture e dalle caratteristiche litologiche delle successioni che ricoprono il Calcarea massiccio, nonché dall'assetto strutturale dell'intera area dei monti Sibillini, NANNI & PETITTA (2012) hanno evidenziato e caratterizzato alcuni lineamenti tettonici di età giurassico-infracretacica, riferibili a due *trend* preferenziali: uno principale orientato NNO-SSE ed uno secondario ad andamento OSO-ESE.

Un tipico esempio di tali discontinuità può essere osservato a partire dall'alto strutturale di Palazzo Borghese, dove la faglia di orientazione circa ONO-ESE separa il sistema Monte Porche-Monte Sibilla, sede

di deposizione della successione completa. Procedendo verso sud sulla medesima direttrice, vengono a giorno altre paleofaglie disposte in direzione circa OSO-ENE, permettendo di distinguere un esteso paleobacino allungato in direzione N-S, delimitato a Nord da rilievi sottomarini, tipicamente contraddistinti da una successione ridotta.

Alcune delle strutture sopra descritte, presentano inoltre, chiare evidenze di riattivazione legate alle fasi compressive neogeniche; per esempio, poco sopra l'abitato di Foce, sul versante orientale del Monte Argentella la faglia sin-sedimentaria giurassica ad andamento N 360, che mette a contatto il Calcere massiccio con la Corniola, presenta indicatori cinematici indicanti un movimento inverso che si sovrappone lungo piani di faglia originariamente diretti.

L'unità di tetto del sovrascorrimento è rappresentata da un'anticlinale di rampa asimmetrica, con una tipica geometria a scatola, orientata in direzione circa N-S con immersione assiale verso N di circa 10° che conferisce alla stessa una blanda terminazione periclinale.

La struttura anticlinale è il principale elemento plicativo del settore umbro-marchigiano ed è costituito da un nucleo di Calcere massiccio (che ne vincola la geometria a scatola), mentre la formazione più recente rinvenuta su entrambi i fianchi della piega è data dalla Scaglia rossa. Il fianco orientale risulta spesso verticale o rovescio, mentre il fianco occidentale blandamente inclinato, risulta sbloccato da fasci di faglie normali quaternarie in seguito trattate.

Al nucleo della struttura anticlinale si hanno gli affioramenti più estesi delle successioni giurassiche dell'area, bene esposte nelle incisioni vallive del fiume Aso.

Nell'area di studio il sovrascorrimento dei M. Sibillini ha uno sviluppo circa N-S dalla valle del fiume Aso fino alle pendici del Monte Vettore per poi subire una deviazione e orientarsi circa ENE-OSO fino in prossimità del Monte Vettore; procedendo verso sud questo elemento tettonico torna progressivamente ad assumere un trend N-S.

La geometria della zona di accavallamento è relativamente complessa, infatti, esso si realizza per mezzo di due superfici convergenti in profondità e delimitanti un elemento tettonico intermedio, strappato generalmente dal fianco rovesciato della piega del tetto. Lungo la superficie principale, sulla quale si realizza l'avanscorrimento maggiore, con direzione di trasporto verso ENE o NE, si enucleano piani di taglio secondari generalmente ad alto angolo, che in alcuni casi assumono giaciture progressivamente meno inclinate fino ad enuclearsi e a sostituirsi al sovrascorrimento principale. L'entità del movimento associato al sovrascorrimento in base ai dati di superficie è stimabile intorno ai 10 km (PIERANTONI *et alii*, 2005).

L'unità di letto è costituita dalle formazioni delle Marne con Cerrognana, del Bisciario ed in maniera subordinata della Scaglia cinerea e della Formazione della Laga, che sono coinvolte in una serie di pieghe, alcune di grandi dimensioni e di notevole continuità, mentre altre di minori dimensioni e di modesta lunghezza in relazione alle più o meno rapide terminazioni laterali.

Sovrainposte sulle strutture compressive neogeniche della dorsale appenninica si rinvengono numerose faglie quaternarie, alcune delle quali presentano indizi (ad esempio il forte risalto morfologico) di attività

recente. Esse sono faglie che hanno un andamento d'insieme NNO-SSE, anche se le singole strutture mostrano direzioni variabili da NO-SE a N-S.

Nell'area di studio si può distinguere un sistema principale delle suddette strutture denominato Monte Vettore-Monte Bove costituito da faglie con geometrie en-echelon inclinate verso OSO e ben seguibile in affioramento dal Monte Vettore al Monte Banditello. Due di queste faglie sono chiaramente evidenziate dal risalto morfologico sul versante occidentale del Cordone del Vettore, dove attraversano i calcari della Corniola e si uniscono tra loro all'altezza dello Scoglio del Lago.

La faglia principale è ubicata alla base del versante occidentale dei Monti Argentella e Vettoretto dove, seppur mascherata dai detriti, si può ipotizzare abbia un rigetto superiore ai 1000 metri e che delimiti il Piano di Castelluccio. La faglia normale che ha direzione N170° ed immerge a WSW, separa le unità cretache emipelagiche con le unità prevalentemente giurassiche di bacino. Più a nord il sistema in parola prosegue, con faglie minori, sugli alti versanti occidentali di Monte Argentella-Monte Porche e Monte Bove; qui, accanto alle faglie inclinate a WSW, si hanno anche faglie con pendenza opposta quali quelle ubicate ad ovest di Monte Prata e subito ad est di Monte Lieto.

Anche il settore orientale dell'area di studio mette in evidenza delle strutture distensive seppur non marcate da rigetti importanti simili a quelli sin ora descritti. Il versante orientale di Monte Cima delle Prata e del Monte Banditello sono entrambi interessati da faglie disposte circa N150 fino a N100 con immersioni disposte alternativamente verso sud e verso nord. La stretta sinclinale che si realizza sul Monte Banditello è dislocata da una faglia che denota un brusco cambiamento di direzione da N70 a N120 con immersione verso nord di circa 65-75° di inclinazione.

I principali risultati dell'analisi dei dati mesostrutturali raccolti nello studio condotto da NANNI & PETITTA (2012) sono relativi all'individuazione di una direzione prevalente della fratturazione NNO-SSE, quindi in relazione alla principale famiglia di discontinuità, ed una subordinata ENE-OSO, riconducibile alla fase tettonica distensiva giurassica che ha sbloccato il Calcarea massiccio.

4.2.3 ASSETTO IDROGEOLOGICO

Lo studio dell'assetto geologico-stratigrafico e strutturale (cft. paragrafi 4.2.1 e 4.2.2) e dei risultati dell'analisi mesostrutturale realizzata da NANNI & PETITTA (2012), unitamente ai risultati dello studio idrogeologico condotto nel bacino carbonatico del fiume Aso (cft. paragrafo 4.3) ha permesso di individuare l'esistenza di tre acquiferi, con circolazioni idriche localmente separate, per i quali è stata possibile la caratterizzazione dei parametri idrodinamici e l'individuazione delle principali linee di drenaggio associate alla fessurazione.

La distinzione in tre circolazioni idriche sotterranee è stata confermata anche dai risultati delle indagini idrochimiche e isotopiche (cft. paragrafo 4.4).

In sintesi, è stato possibile riconoscere:

- **Complesso dell'acquifero Basale**: è costituito dalle formazioni del Calcarea Massiccio (NEO), della Corniola (COI) e, localmente, del Bugarone (BUG) e costituisce il livello di base del sistema

carbonatico dei Monti Sibillini. È separato idraulicamente dall'acquifero superiore della Maiolica per l'interposizione stratigrafica del Complesso calcareo-silico-marnoso (MSE Marne del M. Serrone, PSD Calcari a Posidonia e CDU Calcari diasprigni umbro-marchigiani) che funge da acquiclude.

L'elaborazione dei dati mesostrutturali ha evidenziato una intensa fratturazione dei litotipi dell'acquifero Basale, i cui valori di permeabilità strutturale (K_{max}) variano da un massimo di $8,8 \times 10^{-2}$ m/s a un minimo di $1,2 \times 10^{-2}$ m/s per il Calcare massiccio e da un massimo di 1×10^{-1} m/s a un minimo di $8,9 \times 10^{-5}$ m/s per la Corniola. Ne risulta una permeabilità secondaria elevata, legata allo sviluppo di fratture e carsismo, tale da rendere del tutto trascurabile il ruscellamento superficiale.

- **Complesso dell'acquifero della Maiolica:** è costituito dalla formazione della Maiolica (MAJ) chiusa al letto dal Complesso calcareo-silico-marnoso (MSE Marne del M. Serrone, PSD Calcari a Posidonia e CDU Calcari diasprigni umbro-marchigiani) e al tetto dal Complesso delle Marne a Fucoidi (FUC). Anche in questo caso la circolazione idrica avviene per fessurazione e microcarsismo; i valori di permeabilità strutturale (K_{max}) vanno da un massimo di $1,52 \times 10^{-1}$ m/s a un minimo di $4,00 \times 10^{-3}$ m/s.
- **Complesso dell'acquifero della Scaglia calcarea:** è costituito dalle formazioni della Scaglia Bianca (SBI) e della Scaglia Rossa (SGO) ed è sostenuto dall'aquiclude delle Marne a Fucoidi. Le misure mesostrutturali hanno fornito valori di permeabilità strutturale (K_{max}) dell'ordine di $1,47 \times 10^{-1}$ m/s.

Il bacino idrogeologico dell'acquifero Basale che alimenta il fiume Aso è rappresentato da un'area di circa 41 km² che si estende in senso longitudinale tra la dorsale costituita dai rilievi di Monte Porche (2234,6 m s.l.m.) e Monte Sibilla (2174,1 m s.l.m.), a Nord, e le pendici meridionali dei Monti Vettore (2477,2 m s.l.m.) e Vettoreto (2051,2 m s.l.m.), a Sud; trasversalmente i limiti del bacino sono rappresentati dai versanti occidentali del Monte Argentella (2200,5 m s.l.m.) e del massiccio del Vettore, ad Ovest, mentre ad Est dalle pendici orientali della dorsale di Monte Torrone (2103,7 m s.l.m.) (Figura 4.10).

I limiti orientale, meridionale e occidentale sono rappresentati da importanti elementi strutturali, quali il thrust dei Monti Sibillini (ad Est e Sud-Est) e la faglia ubicata alla base del versante occidentale dei Monti Argentella e Vettoreto che separa le unità cretache emipelagiche con le unità giurassiche di bacino. A Nord di questo elemento tettonico è presente la paleo faglia giurassica dell'alto strutturale di Palazzo Borghese ad andamento ONO-ESE che separa il sistema Monte Porche-Monte Sibilla.

Le direzioni di flusso della circolazione idrica dell'acquifero Basale sono influenzate dall'assetto strutturale che caratterizza questo settore dell'Appennino: infatti, il drenaggio sotterraneo avviene principalmente secondo una direzione NNO-SSE, che ricalca l'andamento dei principali elementi tettonici e, subordinatamente, seguendo una direzione ENE-OSO, riconducibile al principale andamento della fase distensiva giurassica.

Secondo questa ricostruzione le aree di ricarica dell'acquifero Basale sono rappresentate dal settore posto a Sud dell'abitato di Foce, delimitato dai rilievi che circondano la valle che, dal Piano della Gardosa, arriva fino alle pendici del versante settentrionale del Monte Vettore, con il conseguente drenaggio da sud verso nord secondo lo sviluppo assiale della struttura.

Anche nel caso degli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea è l'assetto geologico-stratigrafico e strutturale che controlla la circolazione idrica sotterranea. Infatti, la presenza di importanti elementi strutturali, quali ad Est il sovrascorrimento dei Monti Sibillini ed ad Ovest il sistema di faglie distensive che interessa i versanti occidentali delle dorsali di Monte Argentella-Monte Porche e Monte Bove delimita un settore molto esteso allungato in direzione nord-sud che rappresenta l'area di ricarica degli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea che alimentano il flusso di base non solo dell'Aso ma anche dei fiumi Tenna, Ambro, Tennacola e Fiastrone. Le circolazioni in questi acquiferi, le cui aree di alimentazione sono rappresentate dai vasti affioramenti della Maiolica e delle formazioni della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa poste principalmente nel settore settentrionale rispetto al corso d'acqua, risultano generalmente tra loro separate per l'interposizione del complesso aquicludale delle Marne a Fucoidi.

4.3 ANALISI IDROGEOLOGICA DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO

4.3.1 MISURE DI PORTATA

Tra Maggio 2009 e Agosto 2012 sono state condotte delle campagne di misura della portata del fiume Aso nel tratto compreso tra Foce e Tofe, entrambi frazioni del comune di Montemonaco (AP). Le portate misurate in campagna ed elaborate con un foglio di calcolo Excel sono riportate nella Tabella 4.1: ogni sezione di misura è indicata con una sigla indicante il corso d'acqua (As) e la quota della sezione di misura.

Sezione di Misura	As958	As942	As911	As904	As903	As877	As874	As869	As865	As863	As857	As830	As803	As795	As733
Quota (m s.l.m.)	958	942	911	904	903	877	874	869	865	863	857	830	803	795	733
Località	Sorgente dell'Aso	Aso dopo Fonte Cerasa	Aso a edicola Lionelli	Aso all'Idrometro CIIP	Aso dopo Idrometro CIIP	Aso alla I° centralina	Monte I° derivazione ENEL	Valle I° derivazione ENEL	Monte II° derivazione ENEL	Valle II° derivazione ENEL	Aso alla II° centralina	Aso al Consorzio di Bonifica	Aso alla III° centralina	Aso a Rocca	Aso a Tofe
Maggio '09	17	263	583				1307	127	551	334		356		569	657
Luglio '09	48	152	450				1006	102	492	167		238		319	437
Settembre '09	16	83	375				798	136	389	93		75		247	287
Ottobre '09	5	66	454				812	155	246	138		69		217	331
Aprile '10	6	145	530	976			1319	189	521	215		174	314	364	862
Maggio '10	34	220	701	993		1289	1192	119	624		144	197	314	383	536
Giugno '10	57	230	728	708		1105	1348	148	569		187	160	301	382	499
Luglio '10	41	138	484	862		969	1076	150	451		161	72	278	309	388
Settembre '10	17	79	408	464		633	627	644	829		905	1133	1141	1177	1194
Ottobre '10	0	43	286	435		809	808	816	828		873	855	888	984	1102
Giugno '11	44	200	562	595			1026	142	557		238	167		373	522
Luglio '11	12	118	444	515	630	880	865	175	560		327	295	391	469	471
Settembre '11	0	5	199	454	471	514	507	559	788		791	821	829	838	921
Ottobre '11	0	0	170	222	322	486	496	555	664		668	728	732	809	874
Novembre '11	0	0	138	262	296	506	390	497	677		649	750	748	811	918
Marzo '12	0	0	170	166	172	371	427	102	145		82	58	276	281	461
Aprile '12	0	0	369	316	390	755	788	166	297		101	67	295	318	568
Maggio '12	0	0	106	118	205	515	529	563	703		705	724	903	963	1053
Giugno '12	0	0	49	77	147	364	364	389	606		629	739	787	788	855
Agosto '12	0	0	44	74	85	206	342	378	473		555	469	636	636	792

Tabella 4.1 – Schema delle misure di portata (in L/s) effettuate nel fiume Aso.

L'ubicazione delle sezioni (Figura 4.11), per un totale di 15, è stata nel tempo modificata a causa sia della complessa situazione di sfruttamento idropotabile e idroelettrico, che contraddistingue questo corso d'acqua, sia della necessità di ubicare e/o spostare nuove sezioni per la taratura di stazioni idrometriche.

Infatti, lungo il corso d'acqua, sono presenti:

- 1) rilascio della “*Condotta Sfiore*” DN450 della captazione CIIP Spa, con sbocco sul fiume a quota 928,6 m s.l.m.;
- 2) rilascio della “*Condotta Scarico Sfiore*” DN400 della captazione CIIP Spa, con sbocco sul fiume a quota 905,79 m s.l.m.;
- 3) I° impianto di derivazione ENEL, in località “La Presa” a quota 873 m s.l.m.;
- 4) II° impianto di derivazione ENEL, a quota 864 m s.l.m.

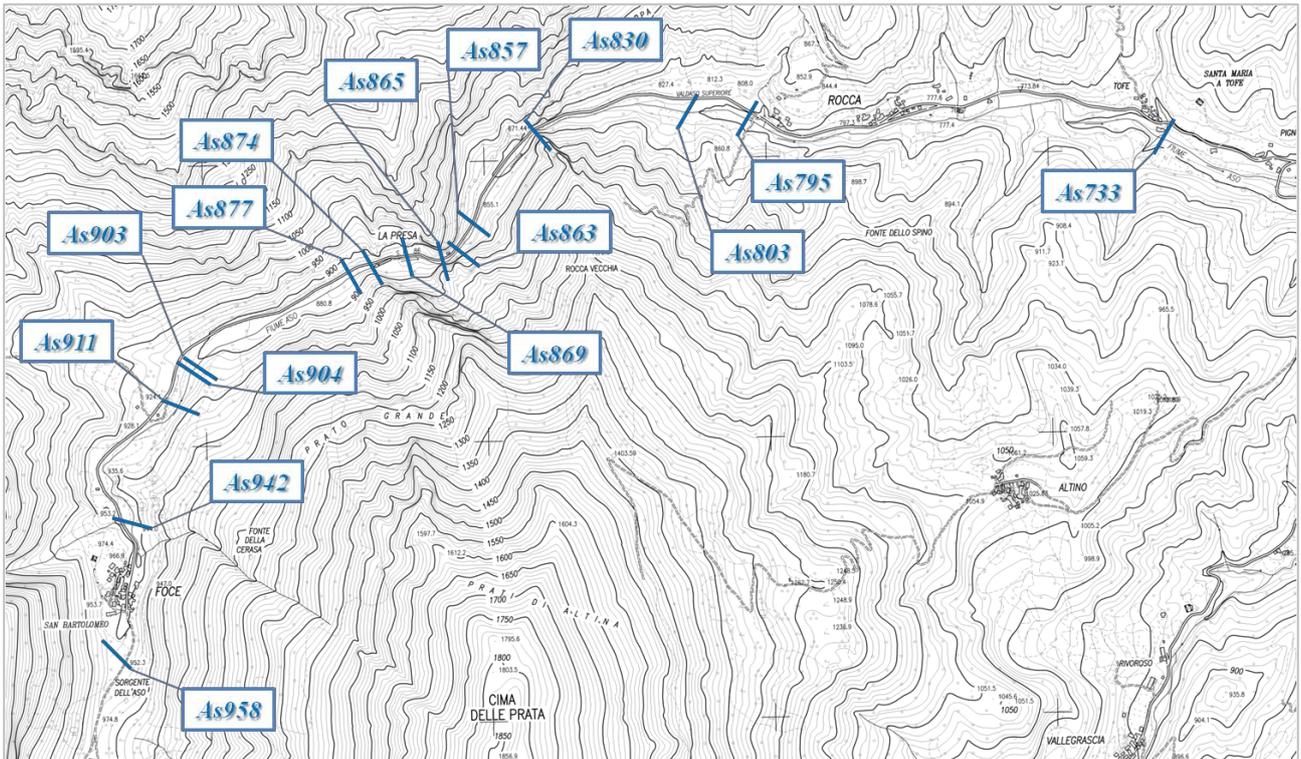


Figura 4.11 – Ubicazione delle sezioni di misura della portata nel fiume Aso.

A partire dai mesi di Aprile e Maggio del 2010 sono state installate dall’Università Politecnica delle Marche tre stazioni di misura per il controllo in continuo di alcuni parametri ambientali del corso d’acqua, per le quali si è proceduto ad effettuare delle misure dirette della portata in alveo per permetterne la taratura.

Le centraline per il monitoraggio in continuo (Figura 4.12), procedendo da monte verso valle, sono le seguenti:

- stazione **ENEL 1**, a monte della prima derivazione ENEL, che corrisponde alla posizione della sezione As877. In questo punto vengono già registrate le altezze idrometriche del fiume rappresentative della portata erogata dall’acquifero Basale, a meno dei prelievi operati dal CIIP, che comunque sono monitorati dall’ente gestore stesso. La stazione misura il livello idrometrico, la conducibilità e la temperatura delle acque;
- stazione **ENEL 2**, a valle della seconda derivazione ENEL, coincidente con la sezione As857. In questo punto è possibile monitorare l’entità della portata rilasciata in alveo dalle derivazioni dell’ENEL per effettuare un confronto diretto con gli incrementi di portata monitorati nella stazione successiva. La stazione misura il livello idrometrico e la temperatura delle acque;

- stazione **ROCCA**, posta in prossimità della sezione *As803*. I dati di questa stazione, confrontati con quelli della stazione di monte, consentono di monitorare la portata complessiva del Fiume Aso all'uscita del tratto carbonatico, oltre all'incremento di portata in alveo attribuito all'acquifero della Scaglia. La stazione misura il livello idrometrico, la conducibilità e la temperatura delle acque.



Figura 4.12 – Centraline per il monitoraggio in continuo del livello idrometrico, della conducibilità e della temperatura.

Infine, a partire dal mese di Ottobre 2010 si è proceduto ad effettuare delle misure della portata in alveo anche in corrispondenza dell'asta idrometrica posizionata dal CIIP Spa (Figura 4.13) ed ubicata in prossimità della sezione *As904*, pochi metri a valle del secondo rilascio effettuato dall'ente. In precedenza le misure riferite a questa sezione venivano effettuate circa 100 metri più a valle. La realizzazione dell'opera di monitoraggio ha previsto la ripavimentazione dell'alveo del fiume in prossimità dell'ubicazione dell'asta; poiché nella realizzazione delle prime misure di portata in alveo ci si è accorti che parte dell'acqua si perdeva all'interno delle fessure poste tra i blocchi utilizzati per la pavimentazione si è deciso, a partire dalla campagna di Luglio 2011, di effettuare anche una misura circa 5 metri a valle (*As903*) rispetto alla sezione precedente.



Figura 4.13 – a) Ubicazione della sezione di misura *As904* in prossimità della stazione di monitoraggio del CIIP Spa; b) Asta idrometrica interrata collegata ai sensori per il telerilevamento (c) della misura del livello idrometrico.

La sezione *As958* è ubicata in corrispondenza della Sorgente dell'Aso posta subito a monte dell'abitato di Foce, dove è presente un'ampia coltre detritica che colma la valle del "Piano della Gardosa".

L'ubicazione della sezione *As874* è stata scelta sulla base di una prima ricostruzione geologica dell'area che ha portato ad identificare questo punto come rappresentativo di tutta la circolazione idrica riferita al Complesso Calcereo Basale, essendo posizionata in corrispondenza del passaggio litologico fra la

formazione dei Calcari a Saccocoma ed Aptici (CDU₂) e della Maiolica (MAJ). Inoltre questa sezione rappresenta un punto di controllo, insieme alla successiva As869, per la valutazione dei quantitativi di acqua prelevati dal I° impianto di derivazione ENEL. Ugualmente le sezioni As865, As863 (fino alla campagna di misura di Aprile 2010) e As857 (sostituisce la sezione As863 a partire da Maggio 2010) servono ad identificare i prelievi operati in corrispondenza del II° impianto di derivazione ENEL. La sezione As865 permette di valutare il contributo dell'acquifero della Maiolica all'alimentazione del corso d'acqua essendo posizionata in prossimità del passaggio fra la formazione della Maiolica (MAJ) e quella delle Marne a Fucoidi (FUC).

Le sezioni As795, ubicata a monte dell'abitato di Rocca, e As733, ubicata in località S. Maria in Casalicchio, oltre a fornire informazioni sulla portata complessiva erogata dall'acquifero della Scaglia calcarea (la prima) e sugli apporti subalveo attribuibili ad un travaso idraulico dagli acquiferi carbonatici alla coltre detritica pedemontana e/o sul contributo di fossi tributari minori (la seconda), rappresentano anche dei punti di confronto con precedenti studi idrogeologici (BONI & PETITTA, 2007).

Vengono di seguito esposti i principali risultati delle campagne di misura della portata del fiume Aso.

La sorgente dell'Aso (As958) è stata attiva nel biennio 2009-2010 e nella tarda primavera e l'estate del 2011, con una portata massima misurata di 57 L/s; a partire dal mese di Settembre 2011 è risultata essere secca fino alla fine dei monitoraggi (Figura 4.14). Nell'ambito dell'anno idrogeologico le portate massime misurate sono relative ai mesi di Giugno e Luglio mentre i valori minimi si registrano in autunno ed inverno.

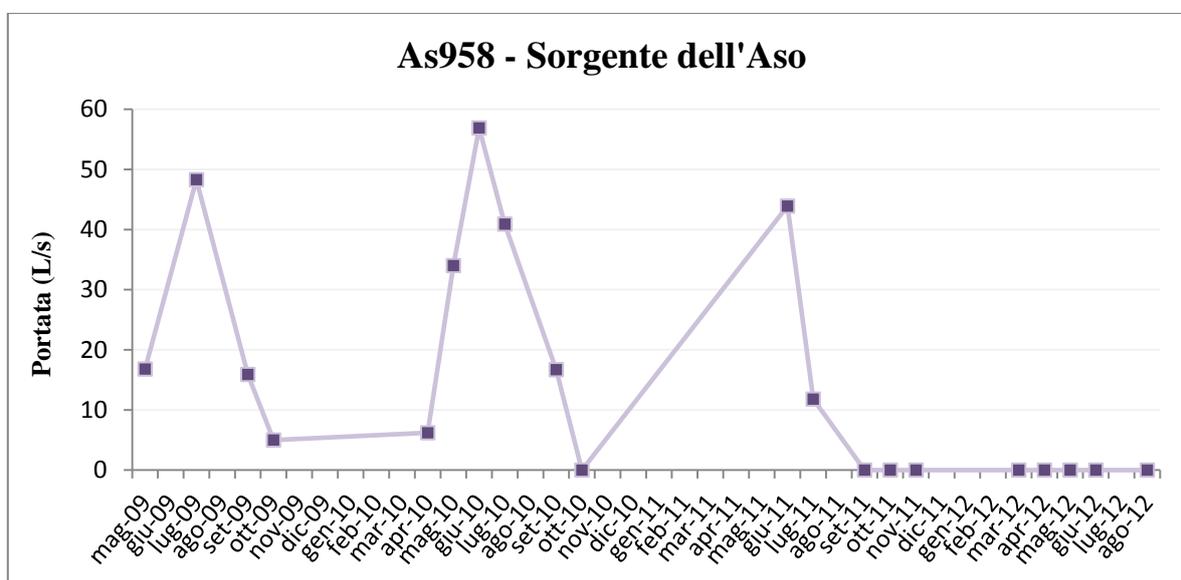


Figura 4.14 – Idrogramma della sorgente dell'Aso (As958).

La sezione As874 è rappresentativa del contributo complessivo dell'acquifero Basale alla portata del fiume Aso, al netto del prelievo idropotabile gestito dal CIIP Spa essendo posizionata alla chiusura del bacino idrogeologico. La portata media misurata nel periodo Maggio 2009-Agosto 2012 è pari a 813 L/s, con valori medi annui per il 2009 e il 2010 di circa 1000 L/s, di quasi 700 L/s nel 2011 e di circa 500 L/s nel 2012

(Figura 4.15). Il valore massimo misurato alla sezione è relativo a Giugno 2010 con 1348 L/s, quello minimo ad Agosto 2012 con 342 L/s.

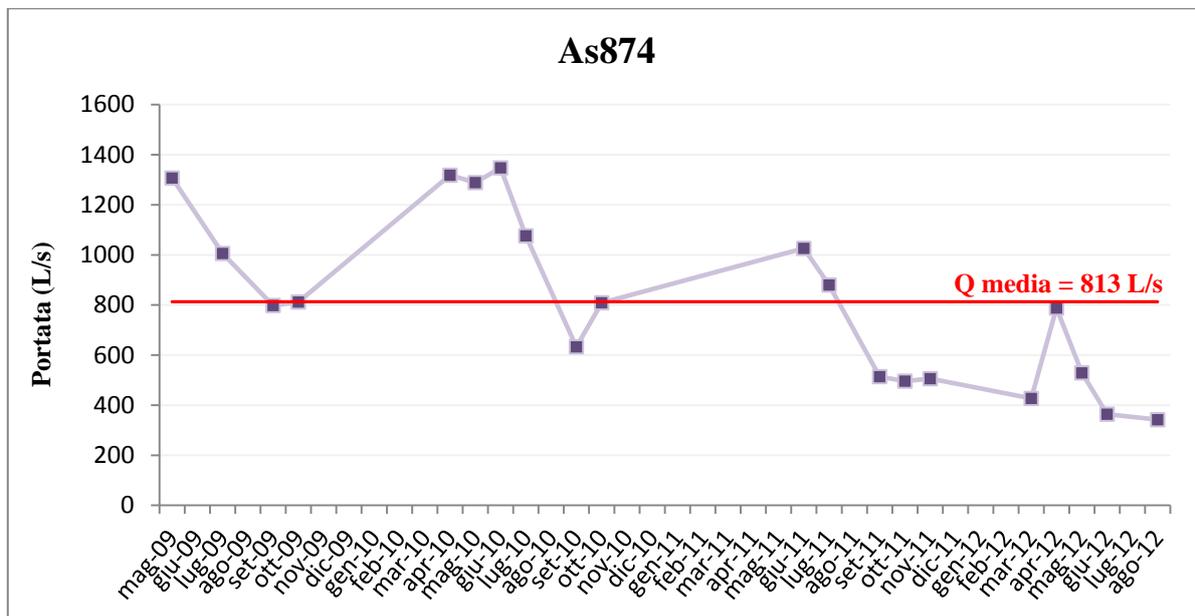


Figura 4.15 – Idrogramma relativo alle misure di portata eseguite alla sezione As874, significativa del contributo in alveo dell’acquifero Basale. La linea rossa indica la portata media misurata in questa sezione periodo di studio.

Analizzando la variabilità nel corso degli anni della portata erogata dall’acquifero Basale, appare evidente che il periodo primaverile risulta quello in cui vengono erogate le portate maggiori, in relazione allo scioglimento delle nevi, mentre i valori minimi si registrano nella stagione autunnale. In seguito al prolungarsi di periodi siccitosi, come per il biennio 2011-2012, il settore a monte della sezione *As911* risulta non alimentato dall’acquifero e, quindi, l’alveo del fiume è secco fino ad una quota di circa 915 m s.l.m.; in generale, il tratto compreso tra le sezioni *As903* e *As874* è quello in cui viene misurato il maggiore incremento di portata.

La portata media totale erogata dall’acquifero Basale, nel periodo di riferimento, è di 1333 L/s, di cui 520 L/s rappresentano il valore medio della captazione operata dal CIIP Spa mentre i restanti 813 L/s sono quelli misurati direttamente in alveo alla sezione *As874* (Figura 4.16).

La portata massima è stata erogata nel mese di Giugno 2010 (1854 L/s), quella minima è stata misurata nella campagna di Agosto 2012 (882 L/s); negli anni 2009 e 2010 questo acquifero ha erogato le massime portate (rispettivamente quasi 1500 e 1600 L/s), mentre nei due anni successivi la portata media erogata è stata di 1200 L/s (per il 2011) e di circa 1000 L/s (per il 2012).

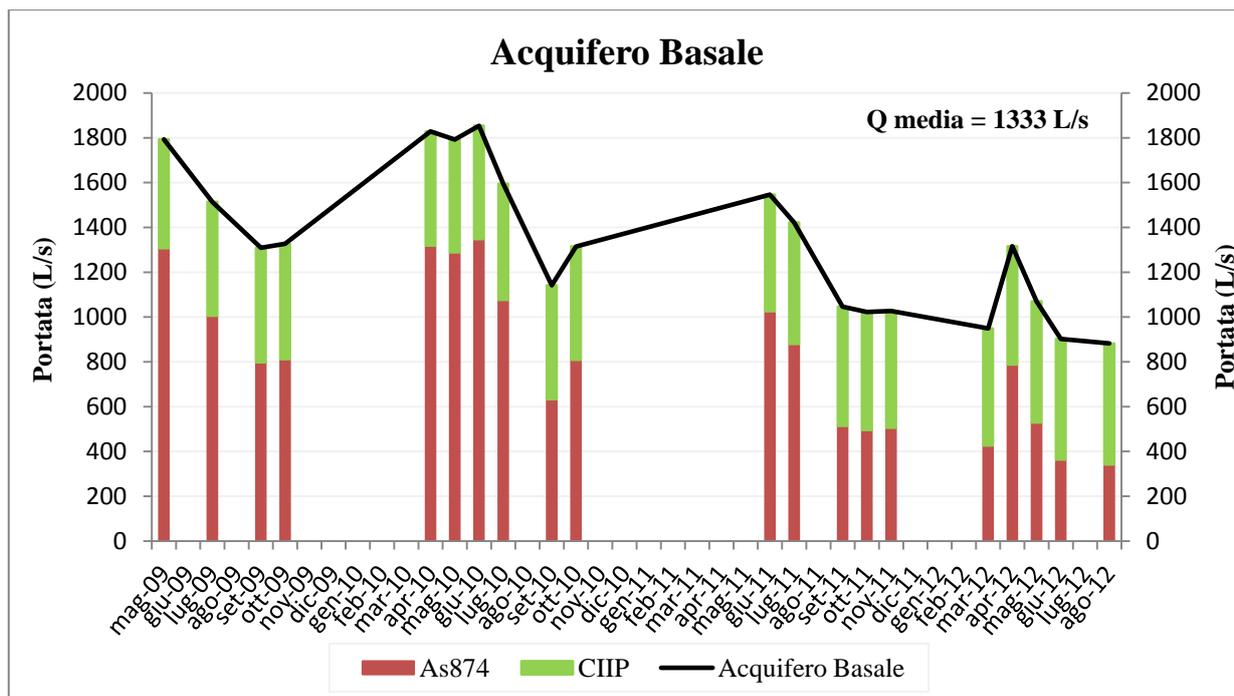


Figura 4.16 – Idrogramma della risorsa idrica complessiva erogata dall'acquifero Basale nel periodo di monitoraggio.

Nelle campagne in cui era attivo il I° impianto di derivazione ENEL è stato misurato, come differenza delle portate alle sezioni *As874* e *As869*, un prelievo compreso tra il 76 % (Marzo 2012) e il 91 % (Maggio 2010) della risorsa idrica disponibile (Tabella 4.2).

	<i>As874</i>	<i>As869</i>	Portata prelevata (in L/s)	Portata prelevata (in %)
Maggio '09	1307	127	1180	90,3
Luglio '09	1006	102	904	89,8
Settembre '09	798	136	662	83,0
Ottobre '09	812	155	657	80,9
Aprile '10	1319	189	1130	85,7
Maggio '10	1289	119	1170	90,8
Giugno '10	1348	148	1200	89,0
Luglio '10	1076	150	926	86,1
Giugno '11	1026	142	884	86,2
Luglio '11	880	175	705	80,1
Marzo '12	427	102	325	76,1
Aprile '12	788	166	622	78,9

Tabella 4.2 – Portata prelevata (espressa in L/s ed in % rispetto alla risorsa idrica disponibile) dal I° impianto di derivazione ENEL.

Alla sezione *As865* sono stati misurati i contributi alla portata del fiume Aso da parte dell'acquifero della Maiolica e anche di quello Basale, nei periodi in cui il I° impianto di derivazione ENEL non era attivo (Figura 4.17).

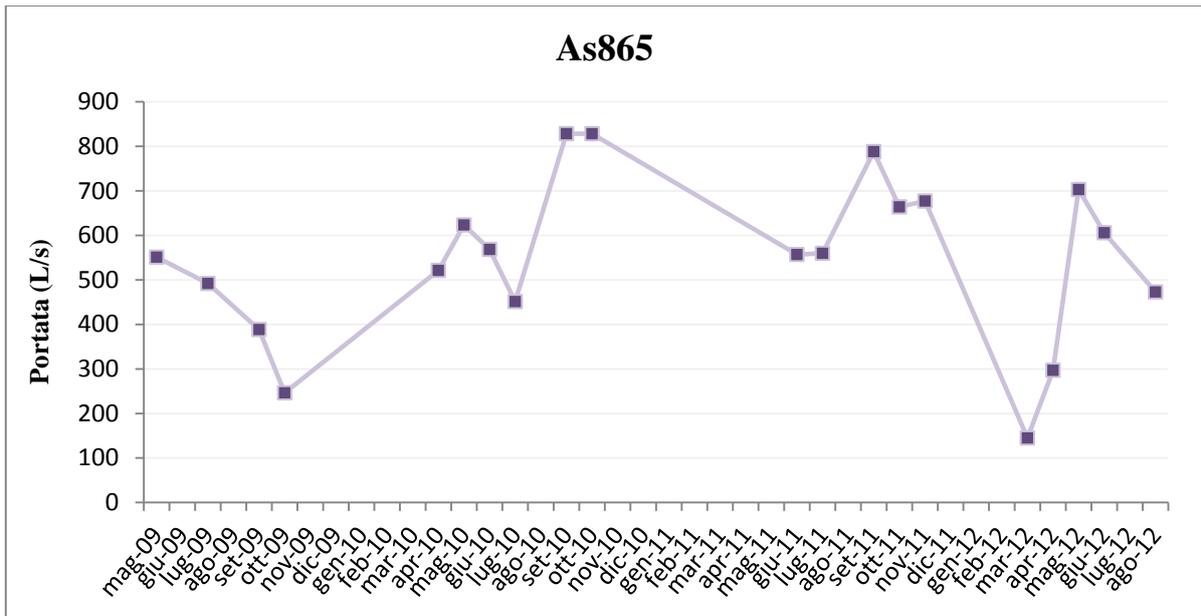


Figura 4.17 - Idrogramma relativo alle misure di portata eseguite alla sezione As865, significativa del contributo in alveo dell'acquifero della Maiolica e, subordinatamente, di quello Basale quando il I° impianto di derivazione ENEL non era attivo.

La portata media erogata dall'acquifero della Maiolica, ottenuta dalla differenza delle misure effettuate alle sezioni As869 e As865, nel periodo compreso tra Maggio 2009 ed Agosto 2012 è pari a 243 L/s, con valori medi annui per il 2009 e il 2010 di circa 290 L/s, di quasi 270 L/s nel 2011 e di circa 125 L/s nel 2012 (Figura 4.18).

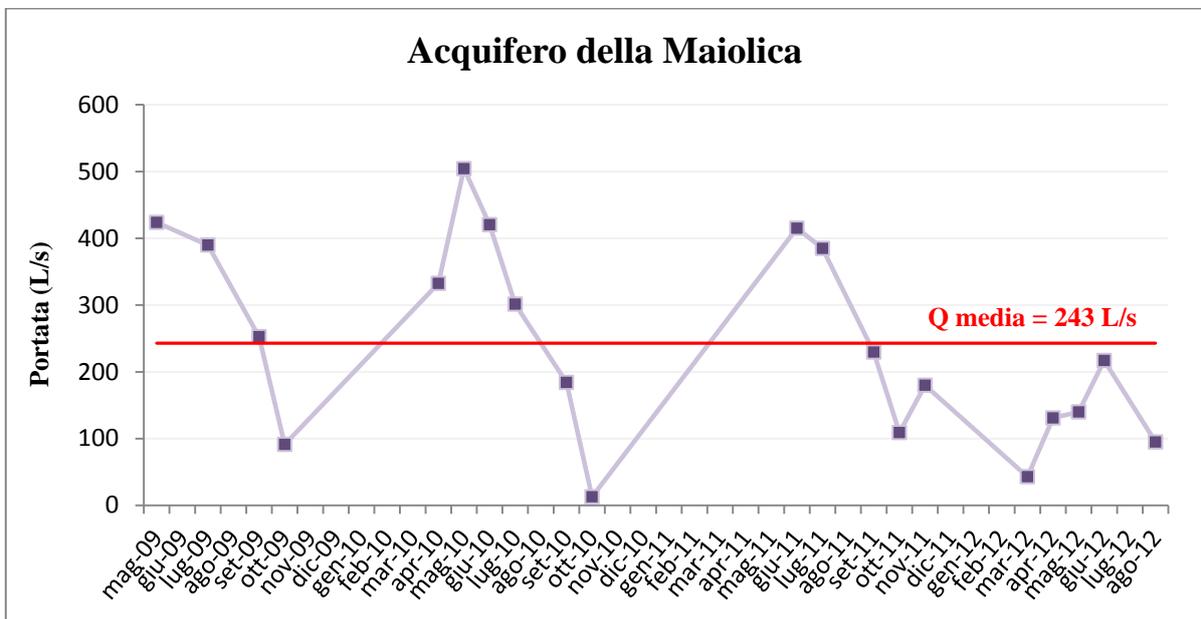


Figura 4.18 Idrogramma relativo alla portata erogata dall'acquifero della Maiolica. La linea rossa indica la portata media misurata per questo acquifero nel periodo Maggio 2009-Agosto 2012.

Così come per l'acquifero Basale, anche per quello della Maiolica le portate maggiori si registrano nei mesi primaverili mentre i valori minimi vengono raggiunti nel periodo autunnale.

Nelle campagne in cui era attivo il II° impianto di derivazione ENEL è stato misurato, come differenza delle portate alle sezioni As863 (fino ad Aprile 2010) o As857 (da Maggio 2010) e As865, un prelievo compreso tra il 39 % (Maggio 2009) e il 77 % (Maggio 2010) della risorsa idrica disponibile (Tabella 4.3).

	As865	As863 o As857	Portata prelevata (in L/s)	Portata prelevata (in %)
Maggio '09	551	334	217	39,4
Luglio '09	492	167	325	66,1
Settembre '09	389	93	296	76,1
Ottobre '09	246	138	108	43,9
Aprile '10	521	215	306	58,7
Maggio '10	624	144	480	76,9
Giugno '10	569	187	382	67,1
Luglio '10	451	161	290	64,3
Giugno '11	557	238	319	57,3
Luglio '11	560	327	233	41,6
Marzo '12	145	82	63	43,4
Aprile '12	297	101	196	66,0

Tabella 4.3 – Portata prelevata (espressa in L/s ed in % rispetto alla risorsa idrica disponibile) dal II° impianto di derivazione ENEL.

La portata media erogata dall’acquifero della Scaglia calcarea, ottenuta dalla differenza delle misure effettuate alle sezioni As863 (fino ad Aprile 2010) o As857 (da Maggio 2010) e As795, nel periodo compreso tra Maggio 2009 ed Agosto 2012, è pari a 164 L/s, con valori medi annui per il 2010 e il 2012 di circa 180 L/s, di quasi 160 L/s nel 2009 e di circa 125 L/s nel 2011 (Figura 4.19).

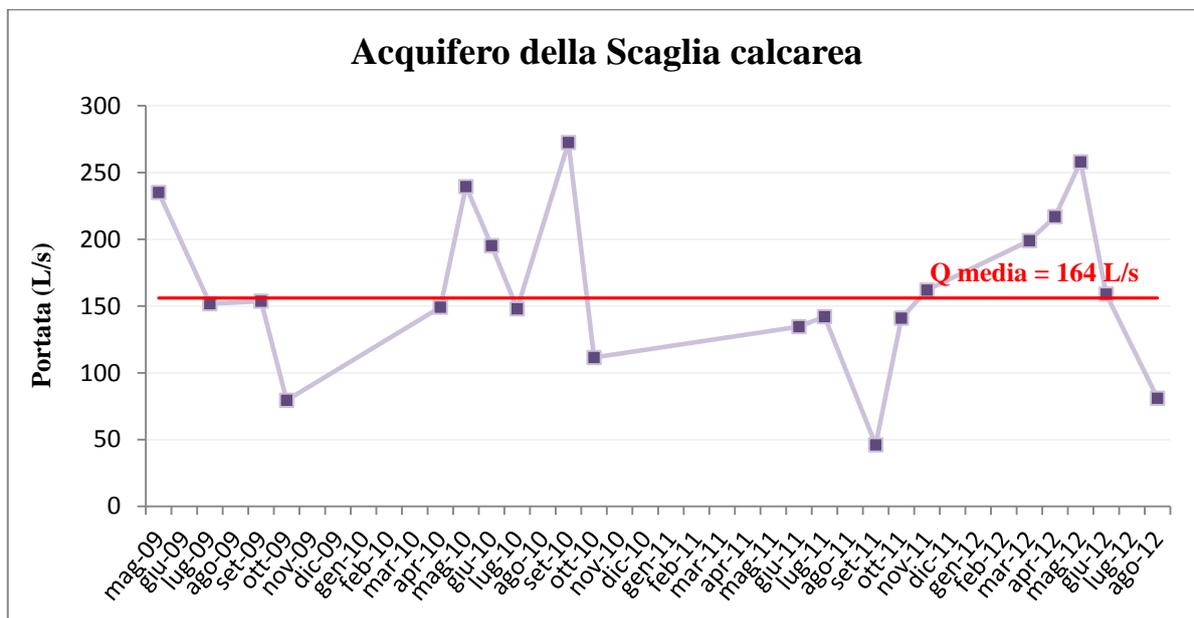


Figura 4.19 - Idrogramma relativo alla portata erogata dall’acquifero della Scaglia calcarea. La linea rossa indica la portata media misurata nell’intervallo Maggio 2009-Agosto 2012.

Nell’ultimo settore del fiume Aso investigato, compreso tra le sezioni As795 e As733, è stato misurato un incremento medio della portata del corso d’acqua pari a 125 L/s (Figura 4.20), solo in parte imputabile al contributo di fossi tributari minori che si attivano esclusivamente nei periodi piovosi, con lo scioglimento delle nevi e in corrispondenza di eventi meteorici importanti; infatti, nei periodi di magra prolungata sono stati misurati incrementi di portata non attribuibili a ruscellamento.

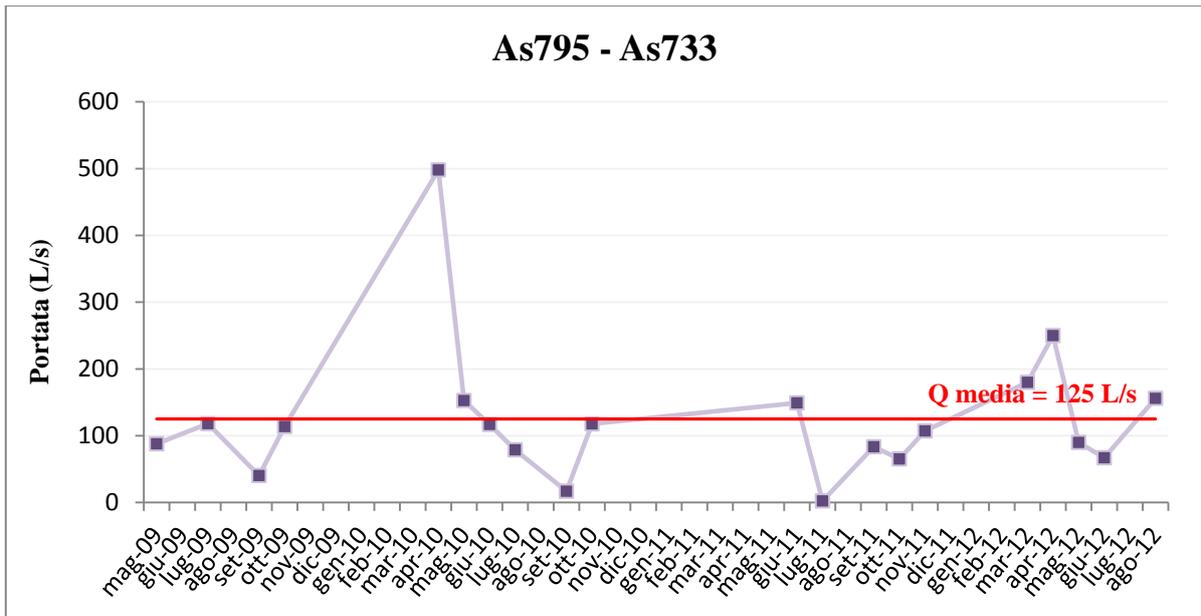


Figura 4.20 - Idrogramma relativo all'incremento di portata misurato tra le sezioni As795 e As733. La linea rossa indica l'incremento medio misurato nell'intervallo Maggio 2009-Agosto 2012.

È possibile, quindi, confermare un contributo di acque sotterranee alla portata del fiume anche nel tratto esterno alla dorsale carbonatica; tale contributo, che si esaurisce solo in limitati periodi di massima magra, può essere attribuito ad un travaso idraulico dell'acquifero della Scaglia calcarea alla coltre detritica pedemontana che verrebbe progressivamente rilasciato in alveo fino ad una distanza di alcuni chilometri dall'uscita del fiume dal dominio carbonatico.

Sulla base di questa ipotesi, la portata media complessiva erogata dall'acquifero della Scaglia calcarea nel periodo di monitoraggio è di circa 290 L/s (Figura 4.21).

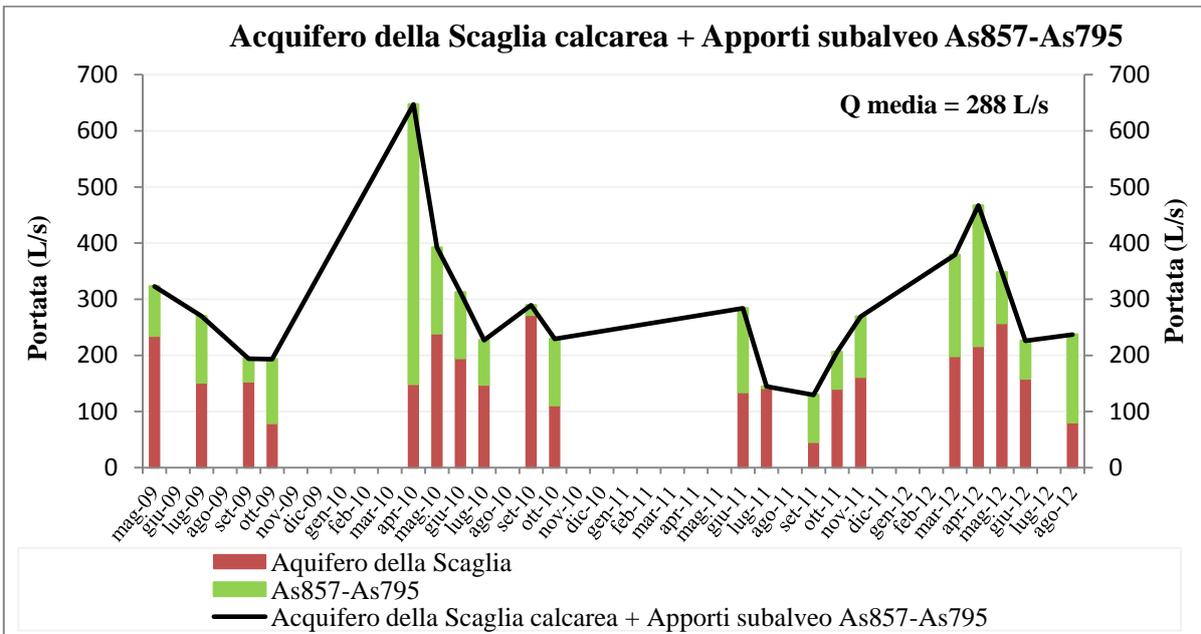


Figura 4.21 – Contributo totale dell'acquifero della Scaglia calcarea e del travaso nella coltre detritica pedemontana nel periodo di monitoraggio.

I risultati relativi all'analisi dei dati delle portate del tratto carbonatico del bacino del fiume Aso (Tabella 4.4) hanno evidenziato che la portata del fiume è sostenuta principalmente dall'apporto dell'acquifero

Basale, secondariamente di quello della Maiolica e della Scaglia calcarea e, in parte, da incrementi di portata che caratterizzano l'ultimo settore investigato.

Mese	Portata fiume Aso (al netto dei prelievi)	Portata erogata dall'Acquifero Basale		Portata erogata dall'Acquifero della Maiolica		Portata erogata dall'Acquifero della Scaglia calcarea		Portata del settore pedemontano	
	(in L/s)	(in L/s)	(in %)	(in L/s)	(in %)	(in L/s)	(in %)	(in L/s)	(in %)
Maggio '09	2540	1793	71	424	17	235	9	88	3
Luglio '09	2174	1514	70	390	18	152	7	118	5
Settembre '09	1756	1309	75	253	14	154	9	40	2
Ottobre '09	1612	1327	82	91	6	80	5	114	7
Aprile '10	2808	1829	65	333	12	149	5	498	18
Maggio '10	2689	1792	67	504	19	240	9	153	6
Giugno '10	2586	1854	72	420	16	195	8	117	5
Luglio '10	2123	1594	75	301	14	148	7	79	4
Settembre '10	1616	1142	71	184	11	273	17	17	1
Ottobre '10	1557	1315	84	13	1	112	7	118	8
Giugno '11	2245	1546	69	415	18	135	6	149	7
Luglio '11	1951	1422	73	385	20	142	7	2	0
Settembre '11	1405	1046	74	230	16	46	3	84	6
Ottobre '11	1338	1023	76	109	8	141	11	65	5
Novembre '11	1476	1027	70	180	12	162	11	107	7
Marzo '12	1371	949	69	43	3	199	15	180	13
Aprile '12	1914	1316	69	131	7	217	11	250	13
Maggio '12	1558	1070	69	140	9	258	17	90	6
Giugno '12	1345	902	67	217	16	159	12	67	5
Agosto '12	1214	882	73	95	8	81	7	156	13
MEDIA	1864	1333	72	243	12	164	9	125	7

Tabella 4.4 – Schema delle portate del fiume Aso, al netto dei prelievi idroelettrici ed idropotabili, e del contributo degli acquiferi riconosciuti.

Le portate del fiume, comprensive dei prelievi idropotabili, presentano una sensibile variabilità durante l'anno idrologico relazionata ai differenti volumi della ricarica stagionale dovuti alla diversità dell'apporto meteorico nei diversi anni. Relativamente al periodo Maggio 2009-Agosto 2012, in condizioni di deflusso naturale il contributo dell'acquifero Basale alla portata del fiume Aso è pari al 72%, quello della Maiolica al 12 % e quello della Scaglia calcarea al 9%. Gli apporti misurati nell'ultimo tratto di fiume investigato corrispondono al 7% (Figura 4.22).

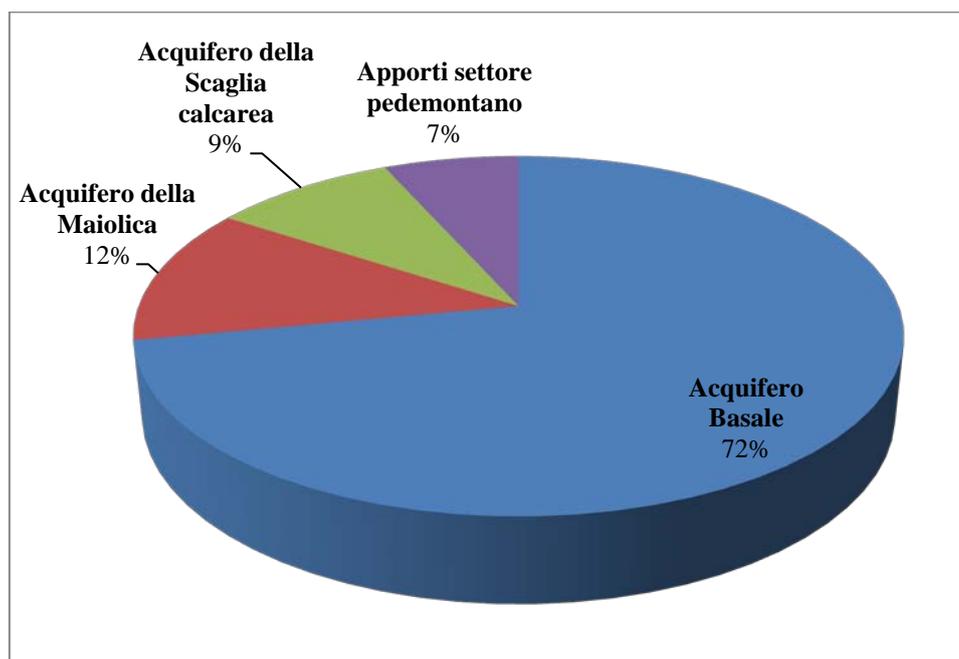


Figura 4.22 – Contributo medio (espresso come %) degli acquiferi riconosciuti all'alimentazione del fiume Aso.

Relativamente al periodo in cui sono state realizzate le misure di portata (Maggio 2009-Agosto 2012) è stato costruito un grafico che mette in relazione il flusso di base del fiume Aso, ottenuto per ogni campagna di misura dalla somma dei contributi erogati dai singoli acquiferi, e la portata media annuale erogata tra il 2009 ed il 2012 dagli acquiferi; l'analisi dei dati ha evidenziato l'esistenza di un trend negativo del flusso di base del corso d'acqua (Figura 4.23), che ha interessato sia le portate massime che quelle minime; nell'anno 2012 le portate drenate dal fiume Aso hanno avuto un valore complessivo pari a circa il 67 % di quelle del 2010, anno in cui si sono registrati i valori medi massimi. Le portate medie annuali erogate dai singoli acquiferi, però, non mostrano tutti lo stesso comportamento.

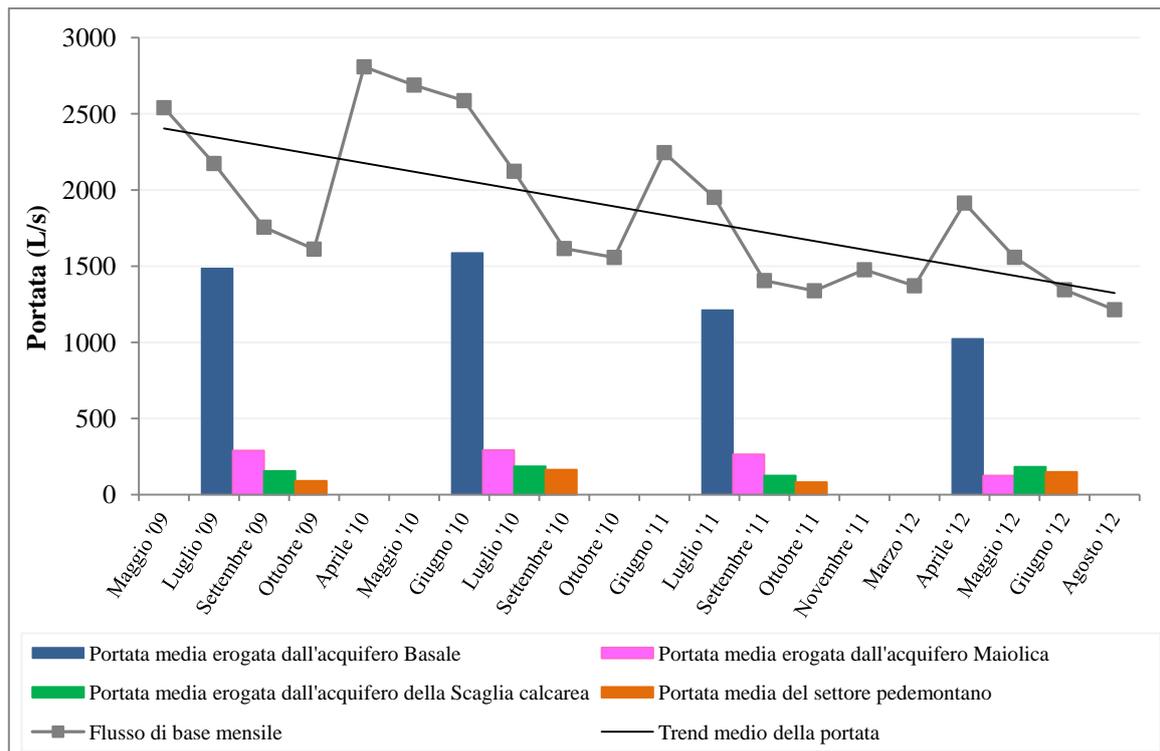


Figura 4.23 – Ricostruzione del flusso di base del fiume Aso e portate medie annuali erogate dagli acquiferi.

Infatti, nel biennio 2009-2010 l'acquifero Basale ha erogato una portata media annua superiore rispetto sia ai due anni successivi (Tabella 4.5) che al valore medio del flusso di base dell'intero settore carbonatico del fiume Aso, valutato in circa 1400 L/s (BONI & PETITTA, 2007; NANNI *et alii*, 2012; MASTRORILLO *et alii*, 2012). L'analisi dell'idrogramma (Figura 4.16) evidenzia che i quantitativi idrici erogati mensilmente dall'acquifero sono sempre superiori ai 1300 L/s per il 2009 mentre per il 2010 la portata erogata nei mesi primaverili è superiore ai 1800 L/s.

L'acquifero della Maiolica mostra una certa stabilità nei volumi idrici annui medi erogati nel 2009, 2010 e 2011 (Tabella 4.5) mentre solo per il 2012 si registra quasi un dimezzamento della portata media erogata nei confronti dei tre anni precedenti; dall'analisi dell'idrogramma relativo all'acquifero (Figura 4.18) risulta chiaro che nel 2012 la portata erogata è diminuita nei mesi primaverili, quando generalmente si registrano i valori maggiori.

Anno	Flusso di base del fiume Aso (L/s)	Portata (L/s) erogata dall'acquifero Basale	Portata (L/s) erogata dall'acquifero della Maiolica	Portata (L/s) erogata dall'acquifero della Scaglia calcarea	Incremento di portata (L/s) del settore pedemontano
2009	2020	1486	289	155	90
2010	2230	1588	293	186	164
2011	1683	1213	264	125	82
2012	1480	1024	125	183	149

Tabella 4.5 – Deflusso totale medio annuo del fiume Aso e suo contributo da parte dei singoli acquiferi (in L/s).

L'acquifero della Scaglia calcarea e l'incremento di portata misurato nel settore pedemontano non mostrano, rispetto agli acquiferi Basale e della Maiolica, una significativa diminuzione nella portata nel 2012 e presentano una minore variabilità. Infatti, il regime pluriennale di questi acquiferi mostra un andamento nel tempo pressoché costante, anche se con regime stagionale variabile.

Relativamente alla risorsa idrica erogata dall'acquifero Basale l'analisi dei dati ha evidenziato che questa risulta ampiamente sfruttata sia per scopi idroelettrici (tra il 34 e il 66 %) che idropotabili (tra il 27 e il 61 %): ne risulta una effettiva disponibilità residua in alveo tra il 7 e il 13 %, laddove sono attive tutte le opere di derivazione (Tabella 4.6).

Portata	Prelievo CIIP		Prelievo ENEL I°		Disponibilità residua in alveo		Portata erogata dall'Acquifero Basale	
	(in L/s)	(in %)	(in L/s)	(in %)	(in L/s)	(in %)	(in L/s)	(in %)
Maggio '09	486	27,1	1180	65,8	127	7,1	1793	100
Luglio '09	508	33,6	904	59,7	102	6,8	1514	100
Settembre '09	511	39,0	662	50,6	136	10,4	1309	100
Ottobre '09	515	38,8	657	49,5	155	11,7	1327	100
Aprile '10	510	27,9	1130	61,8	189	10,3	1829	100
Maggio '10	503	28,1	1170	65,3	119	6,7	1792	100
Giugno '10	506	27,3	1200	64,7	148	8,0	1854	100
Luglio '10	518	32,5	926	58,1	150	9,4	1594	100
Settembre '10	509	44,6	0	0	633	55,4	1142	100
Ottobre '10	506	38,5	0	0	809	61,5	1315	100
Giugno '11	520	33,6	884	57,2	142	9,2	1546	100
Luglio '11	542	38,1	705	49,6	175	12,3	1422	100
Settembre '11	532	50,9	0	0	514	49,1	1046	100
Ottobre '11	527	51,5	0	0	496	48,5	1023	100
Novembre '11	521	50,7	0	0	506	49,3	1027	100
Marzo '12	522	55,0	325	34,2	102	10,7	949	100
Aprile '12	528	40,1	622	47,3	166	12,6	1316	100
Maggio '12	541	50,6	0	0	529	49,4	1070	100
Giugno '12	538	59,6	0	0	364	40,4	902	100
Agosto '12	540	61,2	0	0	342	38,8	882	100

Tabella 4.6 Schema delle risorse idriche dell'acquifero Basale (in L/s e in %) sottoposte a prelievi idropotabili (CIIP) e idroelettrici (ENEL) e che rimangono disponibili in alveo.

L'analisi dei dati dell'ultimo ventennio relativi alla risorsa idrica utilizzata per scopi idropotabili (forniti dal CIIP Spa), ha evidenziato una portata media mensile captata di circa 520 L/s: questo valore è pressoché costante nel corso dei diversi anni e dell'anno solare. L'impatto che questo prelievo ha, quindi, sul corso d'acqua è legato principalmente alle variazioni sulla portata totale erogata dall'acquifero, vincolata dalla ricarica: nella Figura 4.24 sono analizzati i rapporti tra i prelievi idropotabili, quelli idroelettrici e la disponibilità residua in alveo relativi a tre diverse campagne di misura rappresentative delle variazioni stagionali ed annuali della portata erogata dall'acquifero. Risulta evidente come, a parità di quantitativi idrici medi mensili captati dal CIIP Spa per scopi idropotabili, in presenza di maggiori apporti (Giugno 2010) l'influenza di questo prelievo sarà minore (27%) rispetto ad una situazione di scarsità d'acqua (Marzo 2012) per la quale si avrà un effetto maggiore (55%). L'impianto di derivazione idroelettrica ha un grande impatto

sul corso d'acqua in quanto viene mediamente prelevato circa il 50% della risorsa disponibile (Aprile 2012) determinando una disponibilità residua in alveo molto bassa (13% della risorsa idrica erogata).

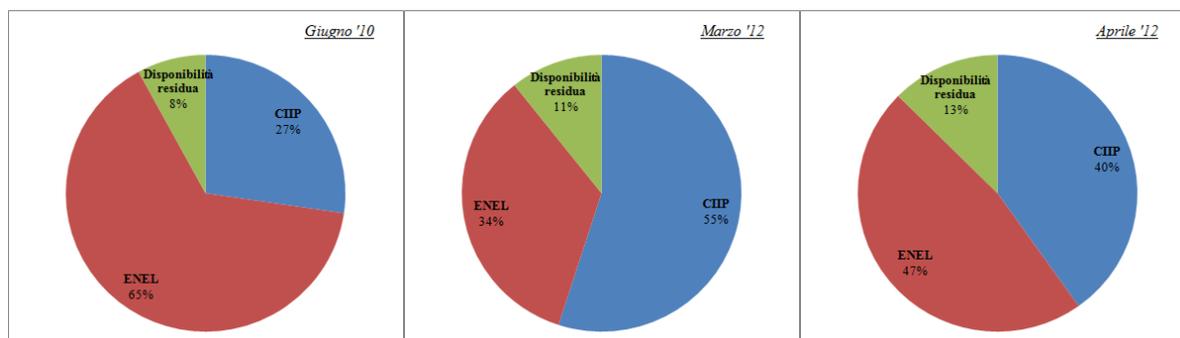


Figura 4.24 – Schema dell'utilizzo della risorsa idrica erogata dall'acquifero Basale in diversi periodi e disponibilità residua in alveo

4.3.2 TARATURA DELLE STAZIONI IDROMETRICHE E CURVE DI ESAURIMENTO

Dalla campagna di Aprile 2010 è iniziata la procedura di taratura delle quattro stazioni idrometriche presenti lungo il corso del fiume Aso.

- 1) La taratura della stazione "Idrometro CIIP" è stata eseguita ricostruendo la scala di deflusso calcolata sulla base dei dati idrometrici registrati dalla sonda e delle misure di portata alla sezione As903, ubicata pochi metri a valle della stazione idrometrica. Questa sezione si è rivelata più idonea alla misurazione della portata rispetto a quella posta in corrispondenza dell'idrometro stesso (As904); infatti la lastricatura dell'alveo non consente di misurare l'intera portata del fiume, poiché un aparte non trascurabile di essa defluisce sotto i lastroni di pietra.

Con i dati di livello registrati dalla sonda e messi a disposizione dal CIIP Spa è stato possibile ricostruire la scala di deflussi e calcolare la seguente equazione di taratura (con $R^2 = 0,928$):

$$y = 14478 x^2 - 26227x + 1422$$

dove

x: livello idrometrico della sonda automatica (in m);

y: portata misurata alla sezione As903.

Utilizzando la curva di deflusso è stato ricostruito l'idrogramma delle portate relative al periodo Settembre 2010-Giugno 2012 (Figura 4.25) in corrispondenza della sezione As903.

Nell'idrogramma sono riportati anche i valori della portata misurata in alveo con il correntometro ad induzione magnetica, in occasione delle campagne di rilevamento. La corrispondenza ottenuta fra le portate calcolate e quelle misurate attesta la validità della taratura.

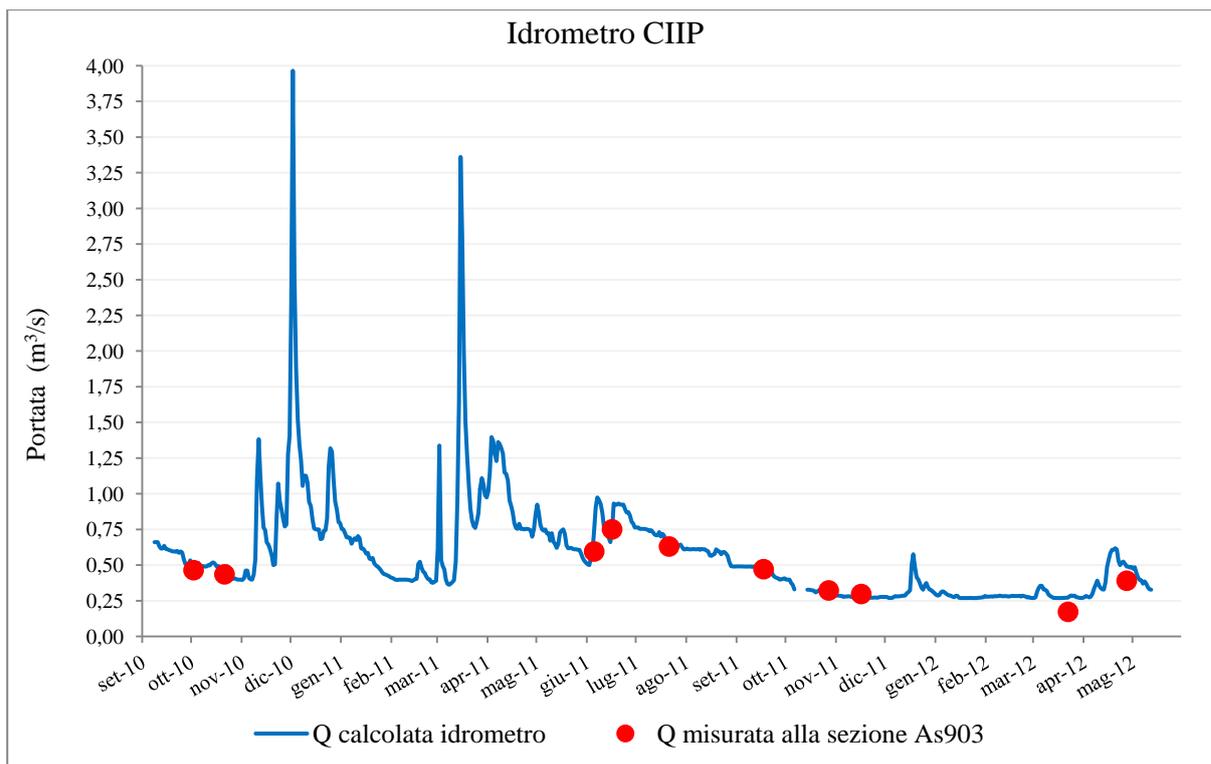


Figura 4.25 – Andamento delle portate all'idrometro CIIP, tarato con i valori delle portate misurate.

- 2) L'idrometro "ENELI", di proprietà dell'Università di Ancona, è stato installato alcune decine di metri a monte della prima presa ENEL, in corrispondenza della sezione As877, con lo scopo di monitorare il contributo complessivo dell'acquifero basale alla portata del fiume. I dati idrometrici vengono acquisiti con una frequenza oraria da una sonda automatica mentre la lettura diretta è eseguita in corrispondenza di un'asta appositamente posizionata. Nella lettura diretta, in realtà non si misura l'altezza idrometrica, ma l'altezza del tratto di asta che resta fuori dall'acqua ("asta asciutta"). Per la procedura di taratura della sezione sono state messe in relazione 22 misure di portata eseguite sia nel corso di questo studio che dall'Università di Ancona con i valori di altezza dell'asta asciutta. Anche i dati di altezza idrometrica rilevati dalla sonda automatica sono stati trasformati in valori di altezza di asta asciutta. È stata, quindi, ricostruita la curva di deflusso che ha permesso di calcolare la seguente equazione di taratura (con $R^2 = 0,834$):

$$y = 15673 x^2 - 28638x + 13146$$

dove

x: livello idrometrico della sonda automatica (in m);

y: portata misurata alla sezione As877.

Utilizzando l'equazione ricavata si ottiene l'idrogramma di Figura 4.26.

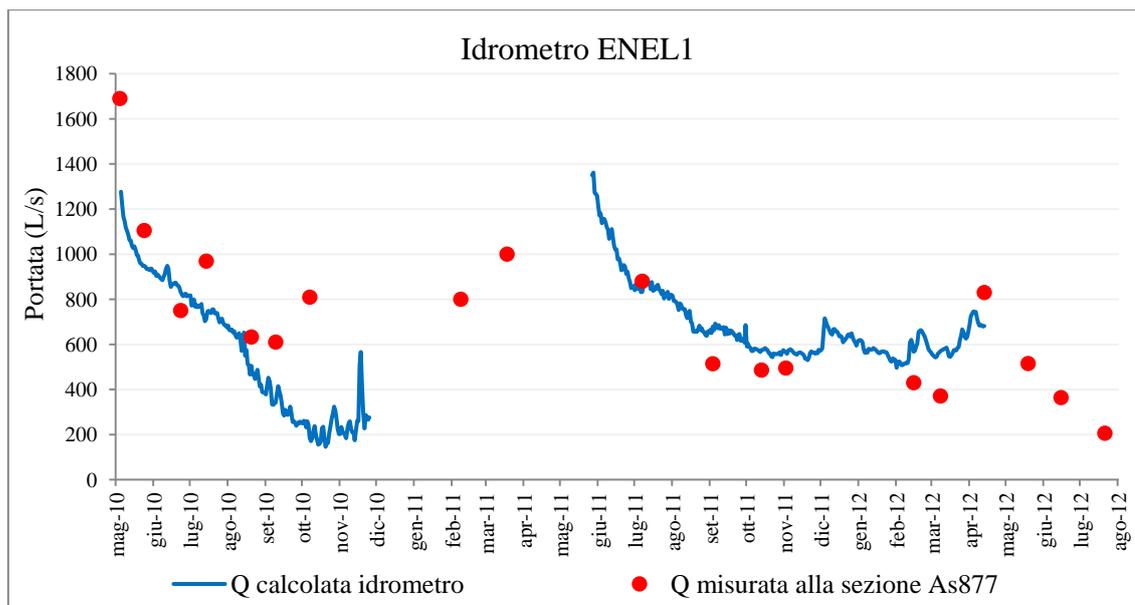


Figura 4.26 – Andamento delle portate all'idrometro ENEL1, tarato con i valori delle portate misurate.

Il funzionamento di questa stazione idrometrica ha presentato una serie di difficoltà legate sia alla vicinanza dell'impianto di derivazione ENEL, che influenza il normale deflusso in alveo, sia alla discontinuità del funzionamento della stazione di monitoraggio, che di fatto non hanno consentito di ottenere una scala di deflussi totalmente attendibile. In base ai dati attualmente disponibili, si ritiene che la corrispondenza fra portate calcolate e portate misurate sia insufficiente per utilizzare l'equazione proposta; considerate le difficoltà oggettive legate all'influenza dell'opera di presa sarebbe opportuno valutare di spostare la stazione idrometrica verso monte e/o di incrementare il numero delle misure di portata.

- 3) L'idrometro "ENEL2", anch'esso di proprietà dell'Università di Ancona, è ubicato a valle delle opere di presa dell'ENEL in corrispondenza della sezione di misura As857. Il suo funzionamento è finalizzato al monitoraggio della portata del fiume a valle delle attività di prelievo idropotabile e idroelettrico, quindi, per una corretta interpretazione dei dati sarebbe auspicabile disporre dei dati del prelievo idroelettrico gestito dall'ENEL.

I dati vengono acquisiti con una frequenza oraria da una sonda automatica e la lettura diretta è possibile eseguirla in corrispondenza di un'asta appositamente posizionata. Nella lettura diretta, anche in questo caso, non si misura l'altezza idrometrica, ma l'altezza del tratto di asta che resta fuori dall'acqua ("asta asciutta"). Per la procedura di taratura della sezione sono state messe in relazione 20 misure di portata eseguite nel corso di questo studio e dall'Università di Ancona con i valori di altezza del'asta asciutta. Anche i dati di altezza idrometrica rilevati dalla sonda automatica sono stati trasformati in valori di altezza di asta asciutta.

Con l'equazione di taratura ($R^2 = 0,939$):

$$y = 17967 x^2 - 34844x + 16977$$

dove

x: livello idrometrico della sonda automatica (in m);

y: portata misurata alla sezione As857

è stato ricostruito l'idrogramma giornaliero delle portate della stazione idrometrica Enel2 (Figura 4.27).

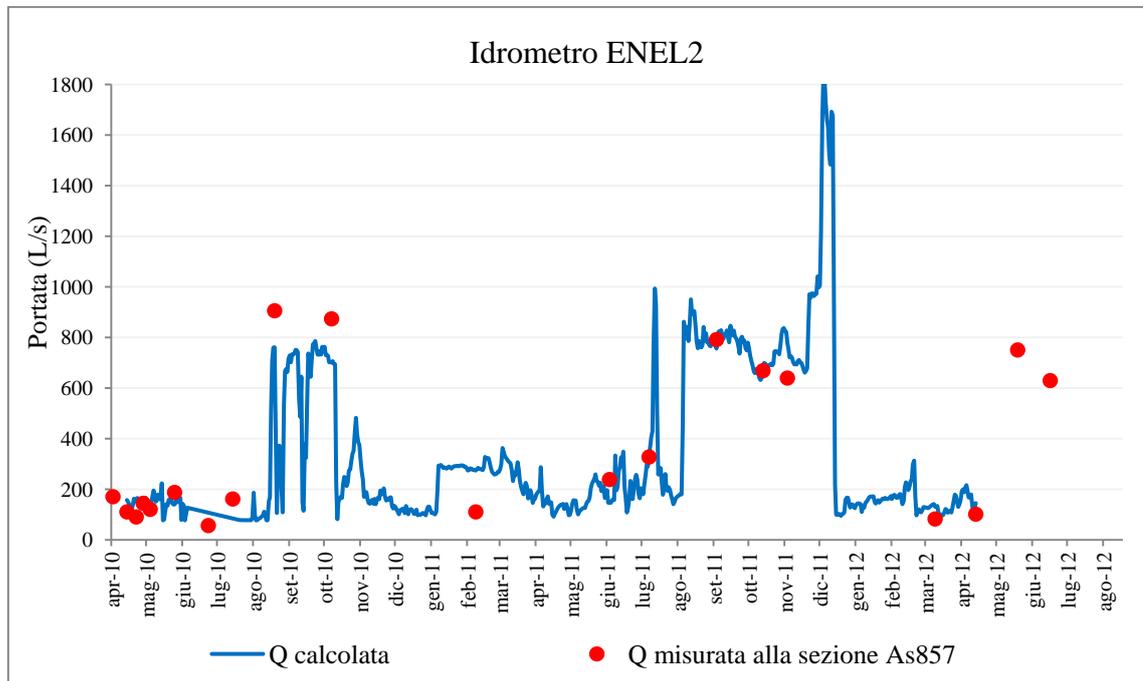


Figura 4.27 – Andamento delle portate all'idrometro ENEL2, tarato con i valori delle portate misurate.

Anche in questo caso l'influenza dell'attività di prelievo dell'ENEL induce alcuni problemi nella taratura della sezione. Soprattutto i valori più alti della portata, misurati quando l'impianto di derivazione non era attivo, mostrano una non ottimale corrispondenza con i valori calcolati.

- 4) La stazione idrometrica "Rocca", anch'essa di proprietà dell'Università di Ancona, è ubicata all'uscita del fiume Aso dalla dorsale carbonatica, poco a monte dell'abitato di Rocca dove è posizionata la sezione As803. La finalità del monitoraggio della portata di questo idrometro è quella di valutare l'andamento nel tempo della portata complessivamente erogata dall'intero sistema studiato. Per ottenere questo risultato è necessario, quindi, ricostruire, a partire dai dati idrometrici rilevati, la portata naturale che defluirebbe in alveo se non fossero attivi i prelievi idropotabili e idroelettrici. Le portate giornaliere defluite in questa stazione idrometrica andrebbero quindi sommate ai valori giornalieri dei prelievi CIIP e ENEL.

Anche questo idrometro acquisisce dati con una frequenza oraria, con una sonda automatica e la lettura diretta è possibile eseguirla in corrispondenza di un'asta appositamente posizionata. Nella lettura diretta, come negli altri idrometri dell'Università di Ancona, non si misura l'altezza idrometrica, ma l'altezza del tratto di asta che resta fuori dall'acqua. Per la procedura di taratura della sezione sono state messe in relazione 18 misure di portata eseguite nel corso di questo studio e dall'Università di Ancona con i valori di altezza del'asta asciutta. Anche i dati di altezza idrometrica rilevati dalla sonda automatica sono stati trasformati in valori di altezza di asta asciutta.

Con l'equazione di taratura ($R^2 = 0,874$):

$$y = 21927 x^2 - 28979x + 9832$$

dove

x: livello idrometrico della sonda automatica (in m);

y: portata misurata alla sezione As803

è stato ricostruito l'idrogramma giornaliero delle portate della stazione idrometrica Rocca (Figura 4.28).

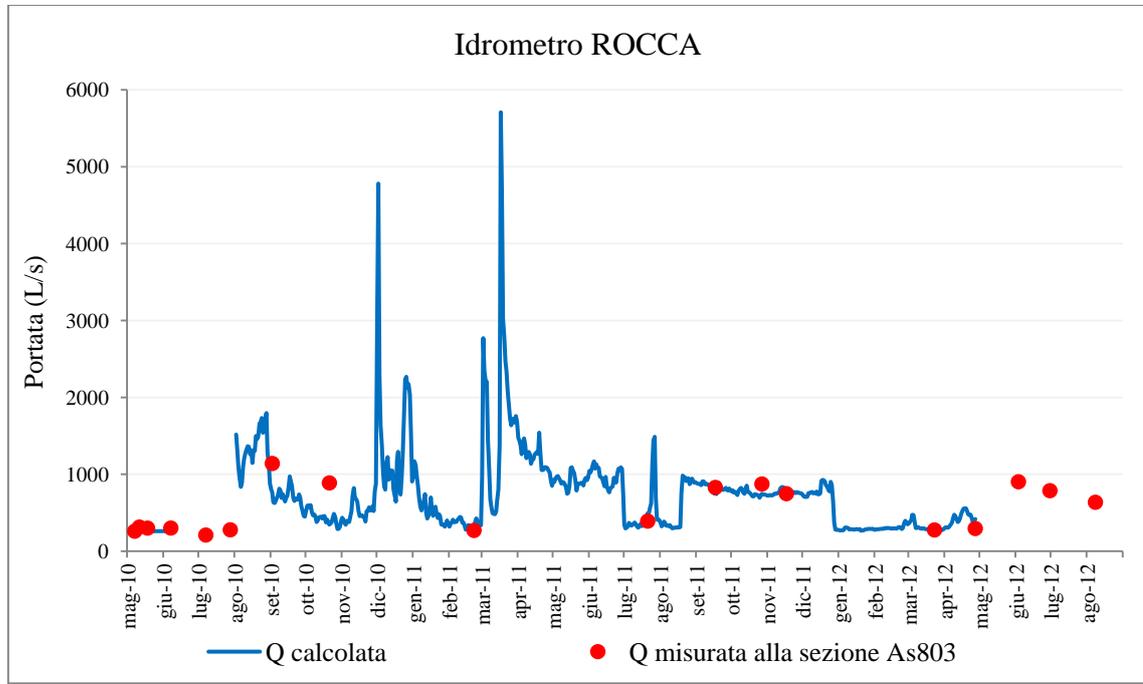


Figura 4.28 – Andamento delle portate all'idrometro ROCCA, tarato con i valori delle portate misurate.

Il risultato della taratura di questa stazione non sembra risentire in maniera determinata dell'influenza dello stato dei prelievi; la correlazione fra portate misurate e calcolate può ritenersi sufficientemente accettabile.

Un'ultima considerazione va fatta sulla presenza di due picchi anomali di portata superiore a 4000 L/s; il primo, di poco inferiore a 5000 L/s si è verificato il 2 Dicembre 2010, il secondo, che raggiunge i 5700 L/s, il 17 Marzo 2011. Esaminando gli idrogrammi delle 3 stazioni posizionate a monte, entrambi i picchi si rilevano soltanto nella stazione idrometrica della CIIP, con valori di portata molto simili per il picco di Dicembre 2010 e con portata inferiore per quello di Marzo 2011. Il picco di Dicembre 2010 è presente anche nell'idrogramma giornaliero della stazione ENEL1, mentre non c'è alcuna traccia di queste anomalie nell'idrogramma della stazione ENEL2, dove le portate risentono prevalentemente delle manovre dell'impianto di derivazione.

Quest'ultima osservazione evidenzia la necessità di trovare una soluzione definitiva per ottimizzare il funzionamento di tutti gli idrometri presenti lungo il corso del fiume, in quanto l'analisi degli idrogrammi e la possibilità di confronto fra le informazioni desunte costituiscono la base per un adeguato e proficuo monitoraggio dell'intero corso d'acqua.

Dalle misure di portata realizzate nelle campagne di rilevamento idrogeologico sono state ricostruite le curve di esaurimento degli acquiferi Basale, della Maiolica e della Scaglia calcarea riferite ai 4 anni di monitoraggio (Figura 4.29).

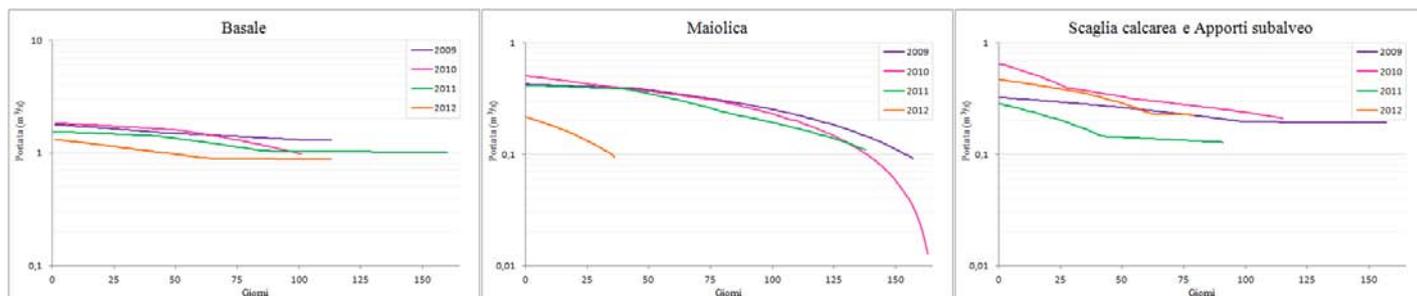


Figura 4.29 – Curve di esaurimento ricostruite per gli acquiferi del bacino carbonatico del fiume Aso.

Dall'analisi delle curve di esaurimento ricavate per ogni acquifero è possibile evidenziare come queste abbiano tutte un andamento pressoché identico nel corso dei quattro anni: per quello Basale descrivono delle curve leggermente concave verso l'alto ed asintotiche all'asse dei tempi; quest'ultimo intervallo rappresenta l'arrivo delle acque di precipitazione alla falda basale. La regolarità delle curve, infine, denota che i volumi di acqua erogati dall'acquifero non risentono in maniera diretta delle precipitazioni durante la fase di esaurimento.

Le curve relative all'acquifero della Maiolica, fatta eccezione per quella relativa all'anno 2012, sono caratterizzate da un andamento suborizzontale nel primo tratto e con una pendenza maggiore nel secondo. Al primo corrisponde uno svuotamento più lento, nel successivo l'acquifero si svuota più velocemente. La particolarità della curva di esaurimento dell'acquifero della Maiolica è dovuta alla presenza del primo tratto sub rettilineo, il cui contributo è esiguo e, in funzione dell'assetto idrogeologico, potrebbe essere spiegato con il coinvolgimento nei periodi in cui la ricarica è maggiore e, conseguentemente, il livello piezometrico è più elevato, di porzioni di acquifero più estese con conseguente drenaggio in assenza o limitata perdita di energia.

Dall'analisi delle curve ricostruite per l'acquifero della Scaglia calcarea, unitamente agli apporti subalveo individuati a valle del sovrascorrimento, è possibile evidenziare come queste abbiano un andamento pressoché identico, descrivendo delle curve con una pendenza maggiore nel primo tratto e minore nel secondo. La netta presenza di due tratti di esaurimento a pendenza differente è attribuita ad una doppia modalità di svuotamento dell'acquifero fratturato: l'intervallo ad esaurimento rapido corrisponderebbe ad una circolazione idrica in una rete di fratture evolute (tendenti al carsismo), cui segue, in tempi più lunghi, il contributo del reticolo di fratture a minor grado di interconnessione, che garantisce il deflusso in fase di magra.

Le curve di esaurimento, individuate all'interno degli idrogrammi come quelle porzioni non influenzate direttamente dagli apporti meteorici, sono generalmente riferite al periodo compreso tra la tarda primavera e l'estate. Il metodo di Maillet, applicato per la caratterizzazione degli acquiferi riconosciuti, ha permesso di valutare il coefficiente di esaurimento α e tutti gli altri parametri ad esso correlati.

I principali risultati dell'analisi delle curve di esaurimento degli acquiferi del fiume Aso sono riportati nelle Tabelle 4.7, 4.8 e 4.9.

A causa della doppia modalità generalmente riconosciuta nello svuotamento degli acquiferi si è scelto di valutare il coefficiente α e tutti gli altri parametri ad esso correlati, sia relativamente al tratto finale di esaurimento che alla curva di svuotamento completa.

Il coefficiente di "svuotamento" medio calcolato per l'acquifero Basale (Tabella 4.7) è dell'ordine di 3×10^{-3} , quello di esaurimento di 5×10^{-3} , in un range tra 1×10^{-2} (svuotamento più rapido, riferito al 2010) e tra 7×10^{-4} (velocità di deflusso minore, riferita al 2012): la variabilità dell'ordine di grandezza di α è influenzata principalmente dai volumi di acqua che arrivano nell'acquifero in funzione della ricarica.

Acquifero Basale	Parametro	Unità di misura	2009		2010		2011		2012		Media	
			Svuotamento	Esaurimento								
Tempo di esaurimento	t	giorni	112		100		160		124		124	
Coefficiente di esaurimento	α		0,00287	0,003	0,00639	0,01	0,00256	0,007	0,00339	0,0007	0,00375	0,005175
Immagazzinamento dinamico	W_0	m^3	53983443	48968640	25064113	23106816	52184250	23710629	33642478	115998171	41218571	52946064
Riserve regolatrici	W_t	m^3	14847554	13973760	11831932	14605920	17523000	15974126	11545487	9639771	13936993	13548394
Capacità di svuotamento	ΔW	m^3	39135889	34994880	13232180	8500896	34661250	7736503	22096991	106358400	27281577	39397670
Tasso di rinnovamento medio	T_{rin}	%	72,5	71,5	52,8	36,8	66,4	32,6	65,7	91,7	64,3	58,1
Tempo di rinnovamento	t_{mr}	anni	1,4	1,4	1,9	2,7	1,5	3,1	1,5	1,1	1,6	2,1

Tabella 4.7 - Schema riassuntivo dei parametri caratteristici dell'acquifero Basale.

Il coefficiente di "svuotamento" medio calcolato per l'acquifero della Maiolica (Tabella 4.8) è dell'ordine di $1 - 2 \times 10^{-2}$, quello di esaurimento di circa 1×10^{-2} , in un range tra $2,3 \times 10^{-2}$ (svuotamento più rapido, riferito al 2012) e tra 8×10^{-3} (velocità di deflusso minore, riferita al 2009). Anche in questo caso è la variabilità della ricarica che influenza il deflusso sotterraneo: infatti, nel biennio 2009-2010 i maggiori apporti idrici all'acquifero hanno causato una risalita della superficie piezometrica nel primo periodo dello svuotamento dell'acquifero, cui corrispondono delle velocità di deflusso minori, mentre la diminuzione dei livelli piezometrici conseguenti i minori apporti legati alla siccità del 2012 hanno fatti sì che la circolazione avvenisse nei litotipi prevalentemente calcarei dell'acquifero della Maiolica in maniera più repentina.

Acquifero della Maiolica	Parametro	Unità di misura	2009		2010		2011		2012		Media	
			Svuotamento	Esaurimento								
Tempo di esaurimento	t	giorni	157		163		138		36		124	
Coefficiente di esaurimento	α		0,00977	0,008	0,02249	0,01	0,00969	0,012	0,02295	0,023	0,01623	0,01325
Immagazzinamento dinamico	W_0	m^3	3747832	5979960	1937373	5374944	3702984	4592880	816941	868132,17	2551282	4203979
Riserve regolatrici	W_t	m^3	2939545,5	4276800	1887815	4321728	2730204,3	3715920	459294,12	488723,48	2004214,8	3200793
Capacità di svuotamento	ΔW	m^3	808286,59	1703160	49558,026	1053216	972780,19	876960	357647,06	379409	547068	1003186
Tasso di rinnovamento medio	T_{rin}	%	21,6	28,5	2,6	19,6	26,3	19,1	43,8	43,7	23,5	27,7
Tempo di rinnovamento	t_{mr}	anni	4,6	3,5	39,1	5,1	3,8	5,2	2,3	2,3	4,7	4

Tabella 4.8 - Schema riassuntivo dei parametri caratteristici dell'acquifero della Maiolica.

Il coefficiente di "svuotamento" medio calcolato per l'acquifero della Scaglia calcarea (Tabella 4.9) è dell'ordine di $7,5 \times 10^{-3}$, quello di esaurimento di circa 8×10^{-3} , in un range tra $1,6 \times 10^{-2}$ (svuotamento più rapido, riferito al 2012) e tra 3×10^{-3} (velocità di deflusso minore, riferita al 2011). Rispetto a quello della Maiolica, l'acquifero della Scaglia calcarea è caratterizzato da un coefficiente medio d'esaurimento con un ordine di grandezza più basso che evidenzia una minore velocità nello svuotamento.

Acquifero della Scaglia	Parametro	Unità di misura	2009		2010		2011		2012		Media	
			Svuotamento	Esaurimento								
Tempo di esaurimento	t	giorni	157		115		91		79		111	
Coefficiente di esaurimento	α		0,00327	0,006	0,00979	0,007	0,00875	0,003	0,00924	0,016	0,00776	0,008
Immagazzinamento dinamico	W_D	m ³	8534312	5067360	5711755	5739428	2802322	4631040	4366753	3398220	5353786	4709012
Riserve regolatrici	W_r	m ³	3426936	3091680	3858435	3173349	1538414	1105920	2262857	2438100	2771660	2452262
Capacità di svuotamento	ΔW	m ³	5107376	1975680	1853320	2566080	1263909	3525120	2103896	960120	2582125	2256750
Tasso di rinnovamento medio	T_{rin}	%	59,8	39	32,4	44,7	45,1	76,1	48,2	28,3	46,4	47
Tempo di rinnovamento	t_{mr}	anni	1,7	2,6	3,1	2,2	2,2	1,3	2,1	3,5	2,3	2,4

Tabella 4.9 - Schema riassuntivo dei parametri caratteristici dell'acquifero della Scaglia calcarea.

In conclusione, dall'analisi del confronto dei parametri caratteristici dello svuotamento degli acquiferi riconosciuti nel bacino carbonatico del fiume Aso, unitamente alle portate medie erogate, risulta:

- per l'acquifero Basale un coefficiente α dell'ordine di 10^{-3} , un Tasso di rinnovamento medio prossimo al 60 % e un Tempo di rinnovamento medio delle riserve regolatrici di circa 2 anni. Ne consegue che si tratta di un acquifero di grandi dimensioni, di cui il bacino del fiume Aso con i suoi 1400 L/s di portata media misurata nell'intervallo 2009-2012, rappresenta il recapito principale della circolazione idrica sotterranea del settore sud-orientale della catena dei Monti Sibillini;
- per l'acquifero della Maiolica un coefficiente α dell'ordine di 10^{-2} , un Tasso di rinnovamento medio prossimo al 25 % e un Tempo di rinnovamento medio delle riserve regolatrici di circa 4 anni. Poiché il contributo medio erogato nel bacino dell'Aso tra il 2009 e il 2012 dall'acquifero della Maiolica è di circa 240 L/s, ne consegue che si tratta di un acquifero molto esteso di cui il fiume Aso è uno dei settori di recapito della circolazione idrica sotterranea;
- per l'acquifero della Scaglia calcarea un coefficiente α dell'ordine di 10^{-3} , un Tasso di rinnovamento medio inferiore al 50 % e un Tempo di rinnovamento medio delle riserve regolatrici superiore ai 2 anni. Anche per l'acquifero della Scaglia calcarea, si può affermare che il bacino del fiume Aso, con i suoi 280 L/s misurati nell'intervallo 2009-2012, rappresenta uno dei punti di drenaggio di una circolazione idrica sotterranea molto estesa.

4.3.3 ANALISI DELLE VARIAZIONI DEI LIVELLI PIEZOMETRICI E TEST CON FLOWMETER

Nel bacino del fiume Aso, nell'area di Foce di Montemonaco, sono stati installati 14 piezometri dall'ente acquedottistico CIIP: 9 piezometri sono stati realizzati nel 1993, altri 5 nel 2010. Il monitoraggio non è stato continuo per tutti i piezometri, ma l'analisi delle misurazioni dei livelli di falda ha permesso di effettuare importanti considerazioni circa la variabilità stagionale ed annuale, consentendo quindi delle attente valutazioni sulle modalità ed i tempi di ricarica dell'acquifero Basale, oltre all'individuazione delle principali direttrici di flusso in questo settore interessato dai prelievi di captazione idropotabile. L'ubicazione dei piezometri è riportata in Figura 4.30.

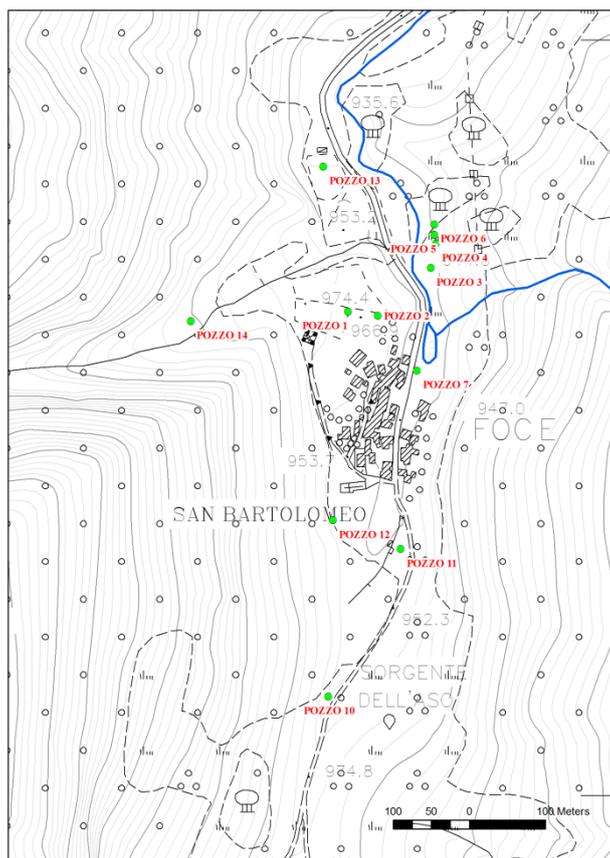


Figura 4.30 – Ubicazione dei piezometri nell'area di Foce.

Ai fini dello studio, in base al loro funzionamento e alla loro ubicazione, sono stati analizzati i dati riferiti ai piezometri P2, P5, P6 e P7 per il periodo Febbraio 2003-Ottobre 2012 e ai piezometri P10, P11, P12, P13 e P14 per il periodo Maggio 2010-Ottobre 2012 (Figura 4.31).

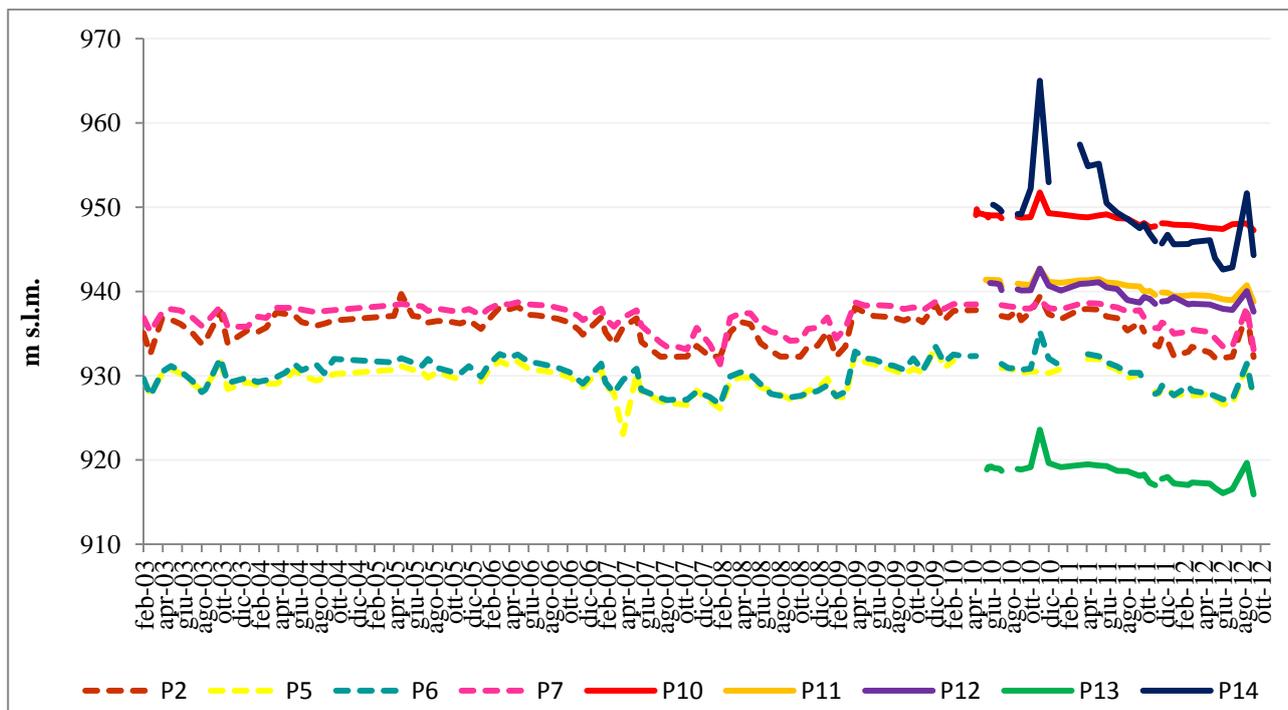


Figura 4.31 – Variazioni dei livelli piezometrici riferiti al periodo Febbraio 2003-Ottobre 2012

Dall'analisi delle oscillazioni del livello piezometrico nel tempo risulta evidente che, in generale, tutti i piezometri hanno un andamento molto simile, fatta eccezione per il piezometro P14, per il quale si ha una oscillazione maggiore, essendo posizionato subito a monte dell'opera di captazione CIIP.

Relativamente all'ultimo decennio, gli anni 2003, 2007-2008 e 2012 sono stati caratterizzati dai valori più bassi della piezometria; nei bienni 2005-2006 e 2009-2010, invece, la falda ha stazionato a quote decisamente più elevate.

In diversi anni è capitato, inoltre, di registrare in poco meno di un mese, una risalita media della falda di circa 5 metri (Settembre-Ottobre 2003; Febbraio-Marzo 2008; Marzo-Aprile 2009; Novembre-Dicembre 2010 e Agosto-Settembre 2012): questa repentina variazione è legata in alcuni casi (nel 2008 e nel 2009) all'arrivo della ricarica da parte dello scioglimento delle nevi mentre in altri (nel 2003, nel 2010 e nel 2012) a particolari eventi piovosi.

Nell'anno idrologico l'analisi dei livelli piezometrici ha permesso di effettuare importanti considerazioni sui rapporti tra la ricarica, sia liquida che solida, e l'acquifero:

- in relazione alla permanenza al suolo del manto nevoso, che ostacola la ricarica, tra Febbraio e Marzo si registra un minimo delle quote della falda;
- dal mese di Marzo a Giugno, in funzione dello scioglimento delle nevi e con la ripresa delle precipitazioni liquide, si osserva la risalita della superficie piezometrica;
- tra i mesi di Luglio e di Ottobre/Novembre si registra un graduale abbassamento della superficie piezometrica;
- da Novembre a Gennaio dell'anno successivo la risalita del livello piezometrico testimonia una ricarica dell'acquifero da parte delle piogge autunnali, caratterizzate generalmente da eventi brevi ma intensi.

Con i dati freaticometrici messi a disposizione dal CIIP sono state ricostruite due piezometrie riferite ai mesi di osservazione ritenuti più significativi. Nello specifico è stato ricostruito il probabile andamento della superficie piezometrica per il mese di Giugno 2011 e del mese di Ottobre 2012 (Figura 4.32), in cui si hanno rispettivamente i valori massimi e minimi delle quote della falda disponibili per tutti i piezometri. Nello specifico il minimo piezometrico di Ottobre 2012 si protrae, con valori relativamente costanti eccetto che per il mese di Settembre 2012, dal Novembre 2011.

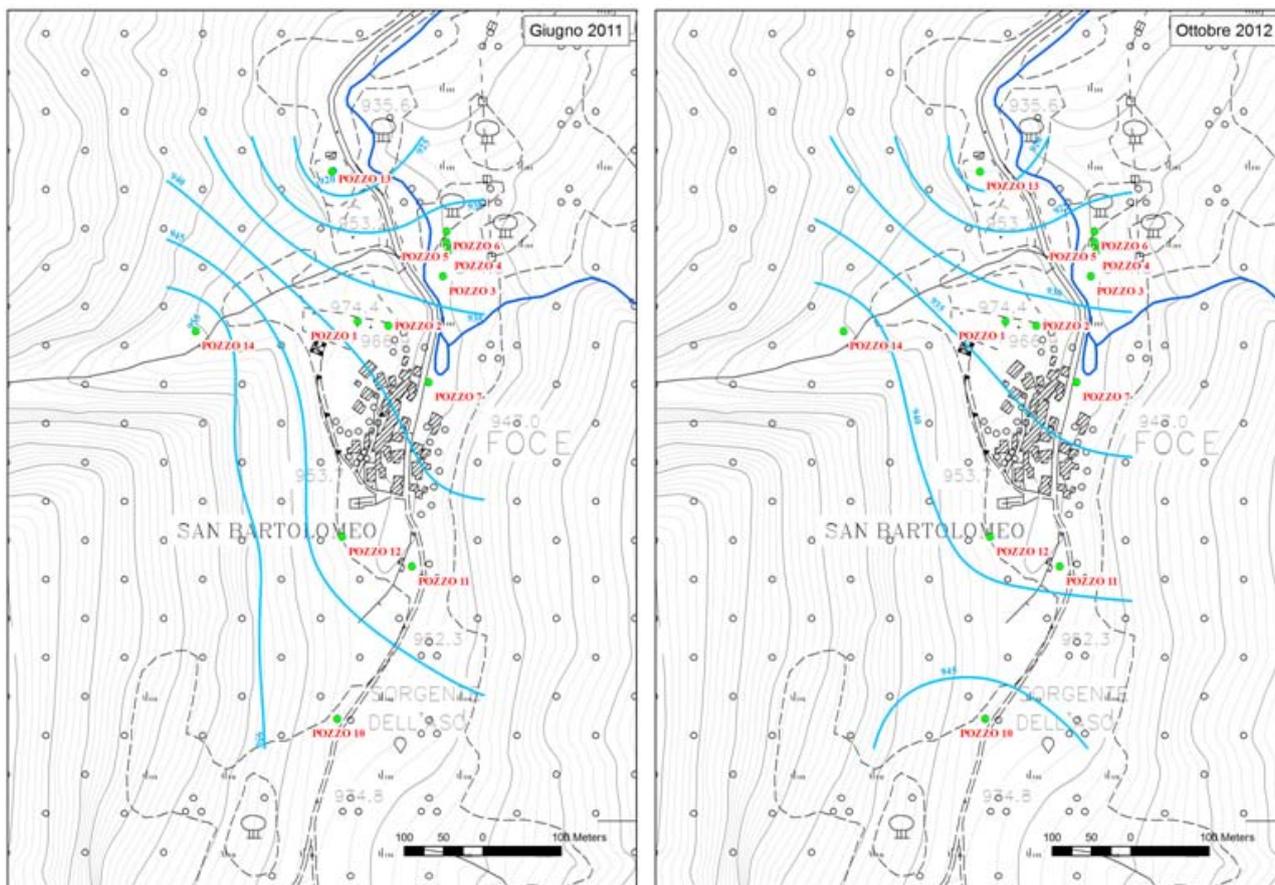


Figura 4.32 – Piezometria riferita a due mesi in cui la superficie della falda ha raggiunto i valori massimi (Giugno 2011) e quelli minimi (Ottobre 2012).

L'analisi delle due piezometrie consente di proporre le seguenti considerazioni.

- L'oscillazione piezometrica fra il periodo di massimo e minimo piezometrico è mediamente di circa 4,5 m; l'escursione massima si rileva in P14 (quasi 11 m), la minima in P10 (circa 1,8 m).
- Nel settore meridionale, a monte del laghetto di Foce, le oscillazioni piezometriche aumentano progressivamente da monte verso valle, da 1,8 (in P10) a 5,5 metri (in P7). Il gradiente idraulico riferito a Giugno 2011 è pari a circa 3% mentre ad Ottobre 2012 aumenta al 4%.
- Nel settore centrale le oscillazioni piezometriche diminuiscono progressivamente da ovest verso est, fino al fondovalle: in P14 si ha l'oscillazione massima di 10,9 m e in P11 la minima di 2,7 m; il gradiente idraulico si stabilizza intorno al 2%.
- I valori massimi di gradiente idraulico si rilevano lungo il versante occidentale della valle fra P14 ed P13: nel Giugno 2011 è pari a circa il 12,5% e ad Ottobre 2012 si riduce al 10%.
- Nel settore meridionale le direzioni prevalenti di flusso sotterraneo sono quella da sud verso nord e da ovest verso est, lungo il versante occidentale della valle. Le due direzioni convergono nel settore della valle coincidente con l'abitato di Foce e il relativo laghetto. Nel settore centrale, a valle di Foce, si rileva una variazione della direzione di flusso verso nord – ovest, con una zona di richiamo in corrispondenza di P13. Nel settore più settentrionale la direzione del flusso sotterraneo, che drena nell'alveo dell'Aso, assume una direzione verso nord-est.

- Sia la sorgente dell’Aso (posta a quota 958 m s.l.m.) che il laghetto di Foce (948 m s.l.m.) risultano attivi soltanto nei periodi di alto stazionamento come quello di Giugno 2011.
- Nel settore a valle di Foce si riconosce un drenaggio verso il fiume, che costituisce il recapito finale della circolazione idrica dell’acquifero Basale.

Nel Novembre 2011 sono state eseguite delle misure di flusso nei piezometri di nuova realizzazione, ad esclusione del piezometro 14, a causa del difetto di realizzazione già descritto. Nei piezometri preesistenti non è stato possibile eseguire lo stesso tipo di misure a causa delle ridotte dimensioni del foro.

Per le misure di flusso in foro è stato utilizzato un mulinello da pozzo *flowmeter* di tipo *heatpulse* (ad onda di calore), di proprietà del Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa dell’Università di Roma La Sapienza, modello HFP-2293 *Flowmeter Heatpulse* della MountSopris, utilizzabile in fori da 4” a 8” di diametro. Poiché i piezometri utilizzati hanno un diametro di 3”, è stato necessario ridurre meccanicamente il separatore, prima di procedere alle misure che sono state eseguite procedendo dal basso verso l’alto, eseguendo una misura ogni metro, dopo aver verificato la stabilizzazione del segnale per ogni punto di misura. Ogni misura è stata ripetuta da due a quattro volte, per verificare la congruenza del dato acquisito.

Tramite il software *Matrix Heat* è stato possibile visualizzare le curve di risposta dell’impulso termico, deducendo un valore di flusso (portata) e la sua direzione (dall’alto verso il basso o viceversa). Nei profili di flusso i valori positivi rappresentano flusso verso l’alto e quelli negativi flusso verticale diretto verso il basso, rispetto al punto di misura.

Nella Figura 4.33 vengono riportati i dati di flusso rilevati rispetto alle quote di profondità di ogni singolo piezometro.

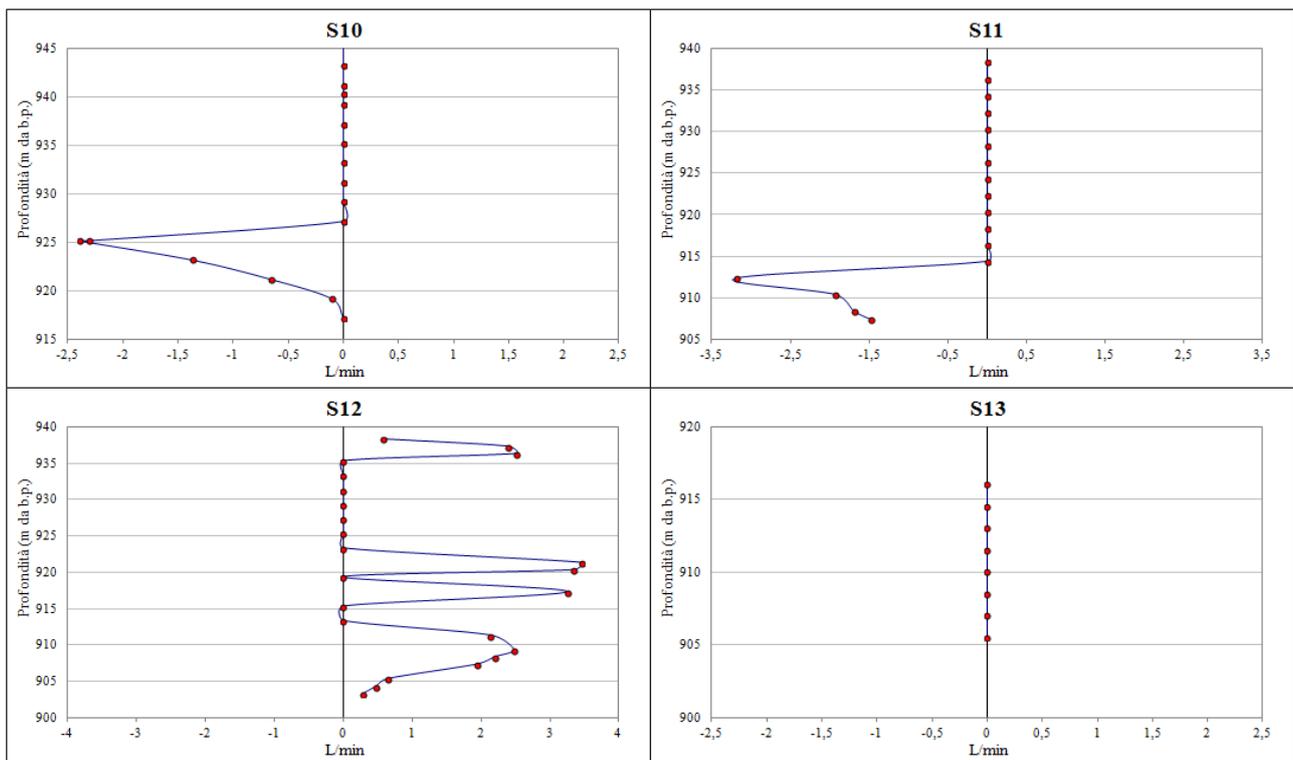


Figura 4.33 – Profili di flusso relativi ai piezometri 10, 11, 12 e 13.

Nei piezometri 10 e 11 si evidenziano valori di flusso negativi, rispettivamente alla quota di 925 m e 912 m, indicanti una componente verticale diretta verso il basso; nel piezometro 12 sono stati rilevati diversi picchi di flusso positivi tra la quota 909 e la quota 920, indicanti una componente verticale di flusso diretta prevalentemente verso l'alto. Nel piezometro 13 non è stato rilevato alcun segnale significativo.

L'analisi dei dati dei livelli piezometrici e dei risultati delle misure di flusso ha consentito di definire con maggiore chiarezza l'assetto idrogeologico di questo settore del bacino del fiume Aso, prossimo sia all'originaria emergenza del corso d'acqua che alla zona di captazione idropotabile.

Il fondovalle del Piano della Gardosa è ricoperto da una spessa coltre detritica, costituita da elementi calcarei e silicei a spigoli vivi o debolmente arrotondati in scarsa matrice argillosa, che colma il fondovalle per alcune decine di metri fino a nascondere la base dei versanti. I detriti, prevalentemente di versante e subordinatamente alluvionali, ricoprono le formazioni sottostanti del Calcere massiccio e della Corniola.

All'interno della coltre detritica è presente una circolazione ipodermica caratterizzata da una direzione di flusso proveniente da sud, in parte alimentata dallo sfioro dell'acquifero Basale che defluisce dal versante sinistro della valle, esclusivamente nei periodi in cui la superficie piezometrica si trova a quote più elevate, come nel caso di Giugno 2011. In queste circostanze è possibile, quindi, vedere attivi sia la sorgente dell'Aso che il laghetto di Foce.

Dalle ricostruzioni piezometriche è evidente un drenaggio sotterraneo proveniente dal versante carbonatico occidentale della valle, sede dell'acquifero Basale sfruttato dalla captazione CIIP. Questa direzione di flusso da ovest verso est, si raccorda nel Piano della Gardosa con un direzione di flusso proveniente da sud, attribuibile alla falda contenuta nei depositi detritici. E' probabile che le due direzioni di flusso trovino un loro collegamento idraulico al contatto fra il detrito e il substrato roccioso carbonatico, oltre che lungo il bordo occidentale della valle.

L'elaborazione dei dati di flusso misurati con il flowmeter, ha messo in evidenza che ad una quota compresa fra 912 e 925 metri, nel settore centrale della valle (in corrispondenza dei piezometri 10 e 11), esistono componenti di flusso verticali dirette verso il basso. Questa situazione potrebbe essere attribuita ad un richiamo di acqua dall'acquifero superficiale dei depositi detritici verso quello basale più profondo e soggetto alla derivazione: l'opera di captazione in particolari situazioni potrebbe contribuire a richiamare acqua verso il basso.

In base all'analisi delle stratigrafie dei sondaggi dei piezometri risulta che la profondità degli scambi corrisponderebbe come quota proprio alla base del complesso detritico che colma la valle, al di sotto del quale si trova il substrato roccioso carbonatico, sede dell'acquifero di base.

Nel piezometro 12, prossimo al versante carbonatico occidentale, sono state rilevate componenti di flusso verso l'alto, in un intervallo di quota compreso fra 905 e 925 m s.l.m.: questa ultima situazione potrebbe essere attribuita, invece, a scambi idrici dall'acquifero di base verso i depositi detritici di fondovalle al contatto fra il detrito e il substrato roccioso carbonatico.

In ogni caso, le due situazioni analizzate confermano l'esistenza di scambi verticali di acqua sotterranea nel Piano della Gardosa, ad una profondità di circa 25 – 30 m dal piano campagna, corrispondente ad una quota di circa 905 – 920 metri s.l.m.

In conclusione, l'analisi dei livelli piezometrici, unita alle valutazioni sull'attivazione delle sorgenti e del laghetto di Foce, nonché ai dati idrodinamici sulla presenza di flussi verticali misurati con il flowmeter, consente di ricostruire il seguente quadro idrogeologico locale.

Nell'area di Foce di Montemonaco, l'alimentazione della sorgente dell'Aso è dipendente dalle oscillazioni naturali della piezometria presente nei depositi detritico-alluvionali. L'escursione della piezometria (Figura 4.30) risulta a sua volta condizionata dalle variazioni stagionali e pluriannuali dell'apporto meteorico che alimenta sia l'acquifero detritico-alluvionale sia l'acquifero carbonatico su cui poggiano i depositi detritici.

In altre parole, nelle annate più piovose e nevose (quali ad esempio il biennio 2009-10), il livello piezometrico nell'acquifero carbonatico basale, posto a contatto con l'acquifero detritico, alimenta un flusso sotterraneo in grado di attivare la sorgente dell'Aso, innalzando i livelli piezometrici nell'acquifero detritico, e di alimentare il laghetto di Foce.

Viceversa, in anni meno piovosi o siccitosi (quali il biennio 2011-12), la quota piezometrica nell'acquifero carbonatico regionale è più bassa, così come quella dell'acquifero detritico tanto da non consentire l'attivazione della sorgente dell'Aso e di non alimentare il laghetto, prosciugandolo.

L'azione del drenaggio da parte delle gallerie di captazione idropotabile del CIIP si fa sentire quasi esclusivamente nel settore più a nord, dove si determina una depressione piezometrica che diventa molto evidente a valle di Foce di Montemonaco e del laghetto (Figura 4.32).

4.4 RISULTATI DELL'ANALISI GEOCHIMICA ED ISOTOPICA

Nel corso delle campagne di rilevamento condotte nel bacino del fiume Aso sono stati monitorati i parametri chimico-fisici relativi a 4 sorgenti ed alla condotta di sfioro della sorgente di Foce captata dal CIIP; sono stati inoltre realizzati dei campionamenti dei punti di monitoraggio per la caratterizzazione geochemica ed isotopica degli acquiferi.

La scelta dei punti di campionamento è stata effettuata sulla base di una preliminare ricostruzione dell'assetto idrogeologico dell'alto bacino dell'Aso: per l'acquifero Basale si è scelto di monitorare la "sorgente dell'Aso" (As1), posizionata a monte dell'abitato di Foce in località Piano della Gardosa, il fosso della sorgente "Fonte Cerasa" (As2), presso l'abitato di Foce, e il rilascio della condotta di sfioro della captazione CIIP (As5). Per l'acquifero della Maiolica è stata campionata una polla sorgiva presente in riva destra del corso d'acqua in corrispondenza degli affioramenti di questa formazione (As3), mentre per quello della Scaglia calcarea è stata campionata una venuta dall'affioramento della formazione della Scaglia Rossa presente in riva sinistra del fiume (As4). La loro ubicazione è riportata nella Figura 4.34.

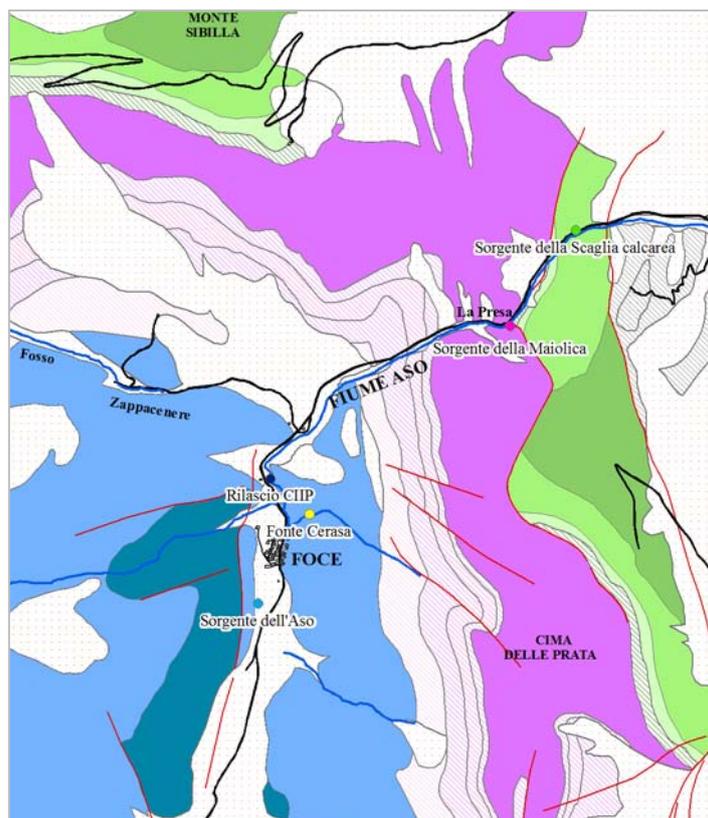


Figura 4.34 - Ubicazione dei punti di campionamento per l'analisi idrochimica ed isotopica.

I principali risultati del monitoraggio chimico-fisico e delle analisi della concentrazione degli ioni maggiori sono riportati nella Tabella 4.10.

Parametri	N° dati					Media					Valori massimi					Valori minimi				
	As1	As2	As3	As4	As5	As1	As2	As3	As4	As5	As1	As2	As3	As4	As5	As1	As2	As3	As4	As5
T	10	10	13	13	10	7,0	10,6	7,7	9,2	8,1	8,0	14,9	9,0	10	11,6	6,7	5,0	7,1	7,5	6,9
pH	10	10	13	13	10	7,9	8,3	7,8	7,7	7,9	8,4	8,6	8,1	8,1	8,4	7,3	7,9	7,5	7,4	7,6
Conducibilità elettrica (T = 20°C)	10	10	13	13	10	251	228	239	228	257	262	245	260	250	280	230	200	166	161	220
TDS (T = 110°C)	4	4	4	4	4	198,8	174,6	185,2	161,7	185,2	200,6	177,6	190,1	175,3	194,3	197,6	169,3	177,9	146,6	178
Ca ²⁺	4	4	4	4	4	32,9	39,3	41,8	37,4	33,9	33	39,6	47,2	40,6	36,7	32,8	39,0	39,9	34,0	32,2
Mg ²⁺	4	4	4	4	4	13,3	2,2	3,4	0,4	12,6	13,6	2,6	4,5	0,5	14,1	12,9	2,0	1,7	0,1	8,9
Na ⁺	4	4	4	4	4	1,3	1,6	1,7	2,8	1,5	1,4	1,7	1,7	3,0	1,9	1,2	1,6	1,6	2,6	1,3
K ⁺	4	4	4	4	4	0,6	0,8	0,5	0,6	0,3	0,7	1,0	1,0	0,8	0,5	0,4	0,7	0,0	0,4	0,0
Cl ⁻	4	4	4	4	4	2,0	2,6	2,9	4,7	2,2	2,1	2,7	3,0	7,4	2,5	1,8	2,5	2,7	3,6	1,9
SO ₄	4	4	4	4	4	16,7	5,0	6,8	3,5	25	18,4	6,5	8,9	4,2	26,6	15,5	4,4	5,4	3,0	22,2
HCO ₃ ⁻	4	4	4	4	4	146,4	126,6	132,7	112,9	132,7	146,4	128,1	134,2	122,0	140,3	146,4	122	128,1	103,7	128,1
F	4	4	4	4	4	0,2	0,0	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2
NO ₃	4	4	4	4	4	2,2	1,6	2,2	2,8	1,9	4,0	2,5	3,3	5,8	3,2	0,9	1	1,5	1,2	0,9

As1: Sorgente dell'Aso; As2: Fonte Cerasa; As3: Sorgente della Maiolica; As4: Sorgente della Scaglia calcarea; As5: rilascio CIIP

Tabella 4.10 – Principali risultati delle analisi della prospezione geochimica (le concentrazioni degli elementi maggiori sono espresse in mg/l). La posizione dei punti di campionamento è riportata in Figura 4.34.

Per un'analisi completa, sono stati inoltre controllati i dati chimico-fisici registrati dalle centraline ENEL1, ENEL2 e ROCCA, installate lungo il corso d'acqua dall'Università Politecnica delle Marche e alcuni dati forniti dalla sezione di Visso del Corpo Forestale dello Stato (Coordinamento Territoriale per l'Ambiente) riferiti alla sorgente dell'Aso e alle derivazioni ENEL.

Le acque analizzate sono tutte acque a bicarbonati di calcio e magnesio (Figura 4.35), ma sono caratterizzate da differenze geochimiche che ne consentono una ulteriore classificazione in tre gruppi principali.

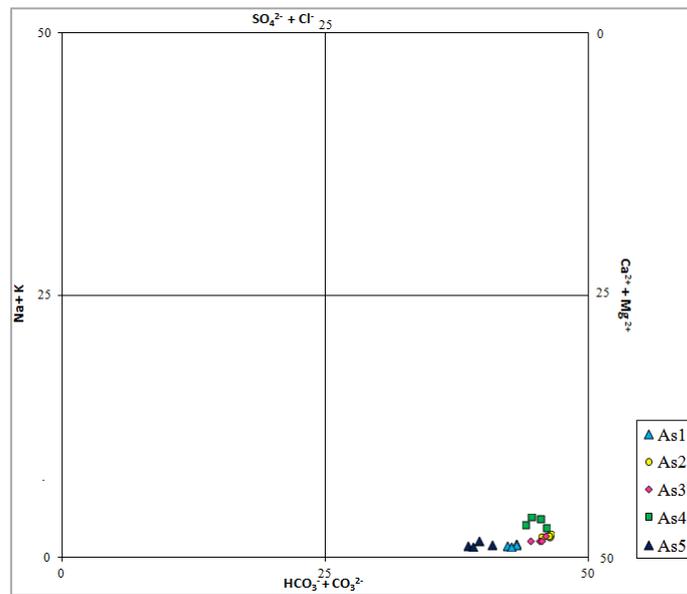


Figura 4.35 – Classificazione delle acque campionate nel fiume Aso.

Al primo gruppo appartengono i campioni As1 e As5, prelevati rispettivamente alla sorgente dell'Aso e al rilascio della condotta di sfioro della captazione CIIP. L'analisi comparata delle concentrazioni degli elementi maggiori (espressi in meq/L) evidenzia un'alta concentrazione degli ioni bicarbonato, calcio, magnesio e solfato (Figura 4.36). L'arricchimento in questi ultimi due elementi fa ipotizzare che esista una circolazione idrica profonda che coinvolge anche il basamento dolomitico-anidritico del Calcere massiccio, confermando l'alimentazione da parte dell'acquifero basale, sia della sorgente captata dal CIIP ma anche della sorgente dell'Aso nelle situazioni in cui le variazioni nella ricarica ne permettono una risalita della quota piezometrica e, quindi, l'alimentazione della stessa polla (come è accaduto per il biennio 2009-2010).

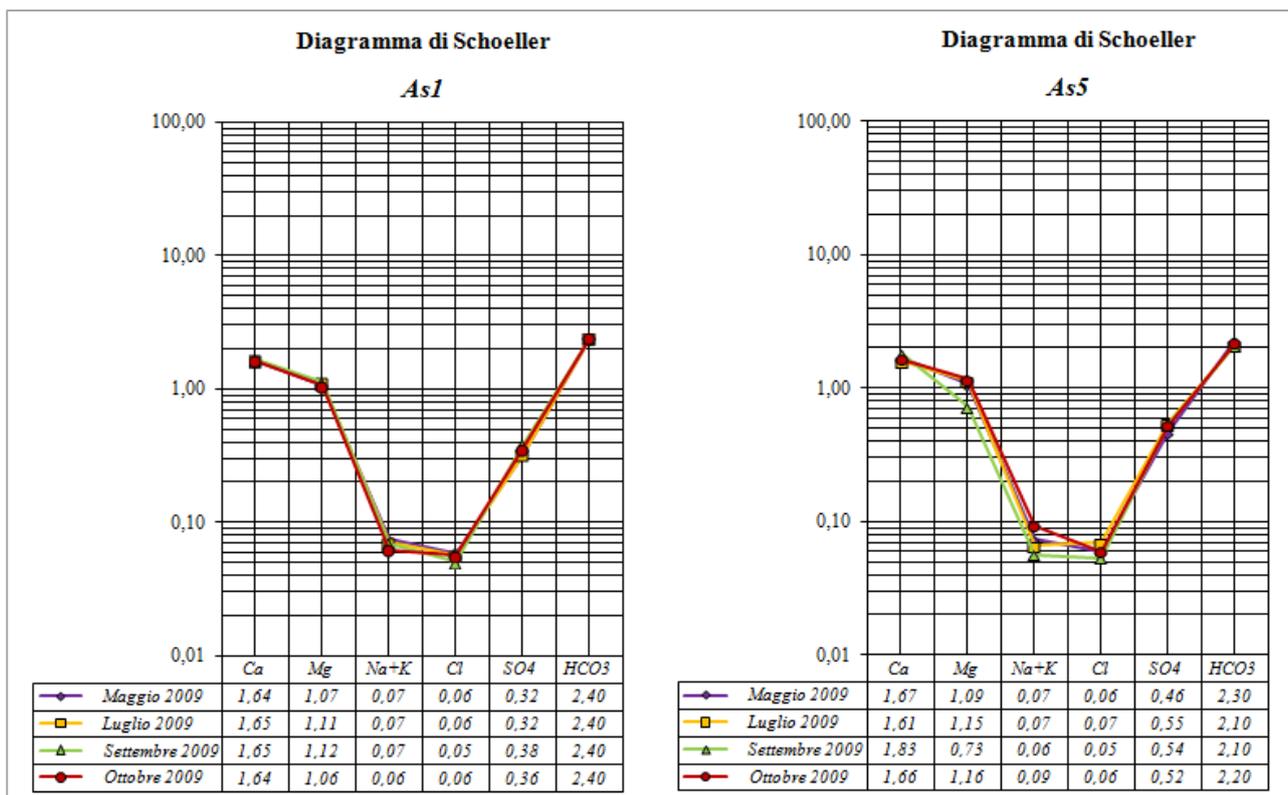


Figura 4.36 – Diagrammi di comparizione (Schoeller) delle concentrazioni degli elementi maggiori di As1 e As5.

Al secondo gruppo appartiene il campione prelevato nel fosso di Fonte Cerasa (As2) e la sorgente della Maiolica (As3). Queste acque, che rispetto alle precedenti non risultano arricchite in solfati e magnesio (Figura 4.37), sono tipiche di acque circolanti in litologie esclusivamente calcaree.

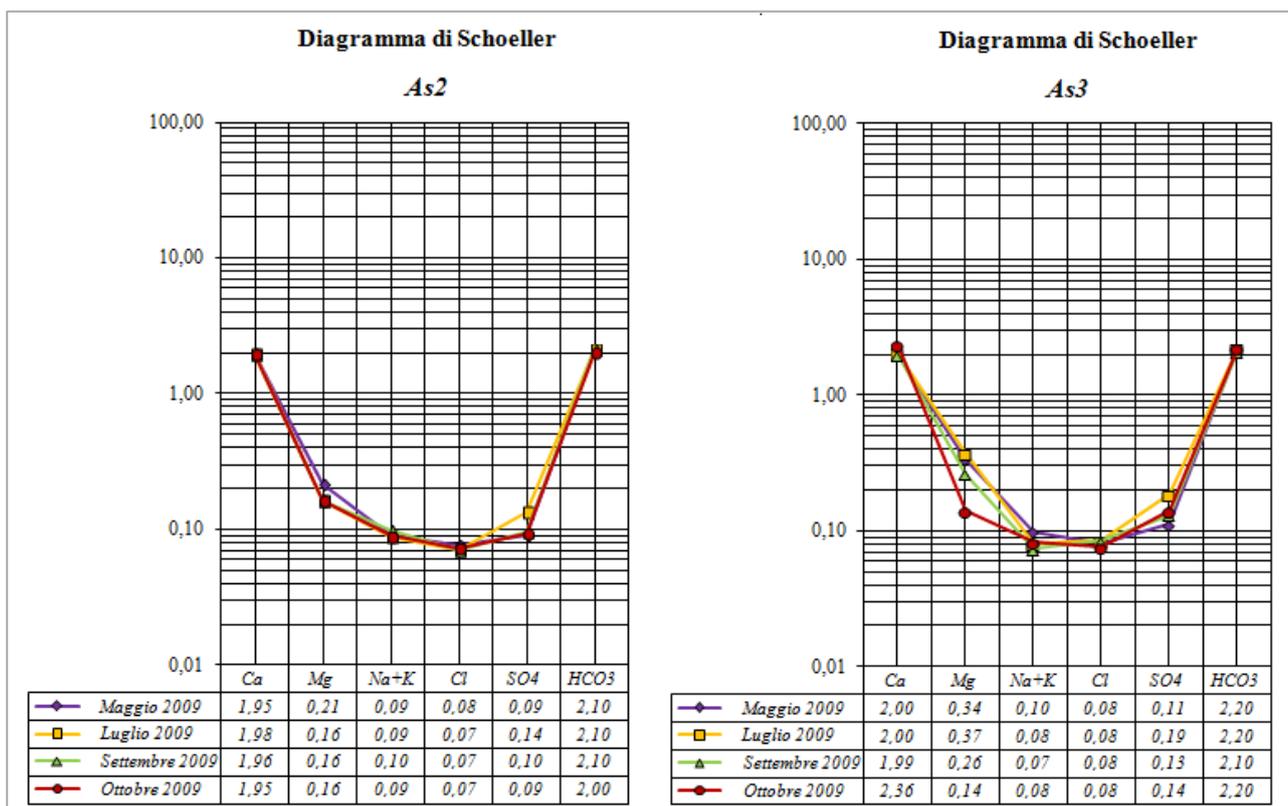


Figura 4.37 – Diagrammi di comparizione (Schoeller) delle concentrazioni degli elementi maggiori di As2 e As3.

Infine, il terzo gruppo è rappresentato dal campione As4 prelevato dalla sorgente della Scaglia. Le concentrazioni più elevate, rispetto agli altri campioni, degli ioni sodio, potassio e cloro (Figura 4.38) possono essere giustificate con la maggiore componente marnoso-argillosa presente nelle litologie della Scaglia.

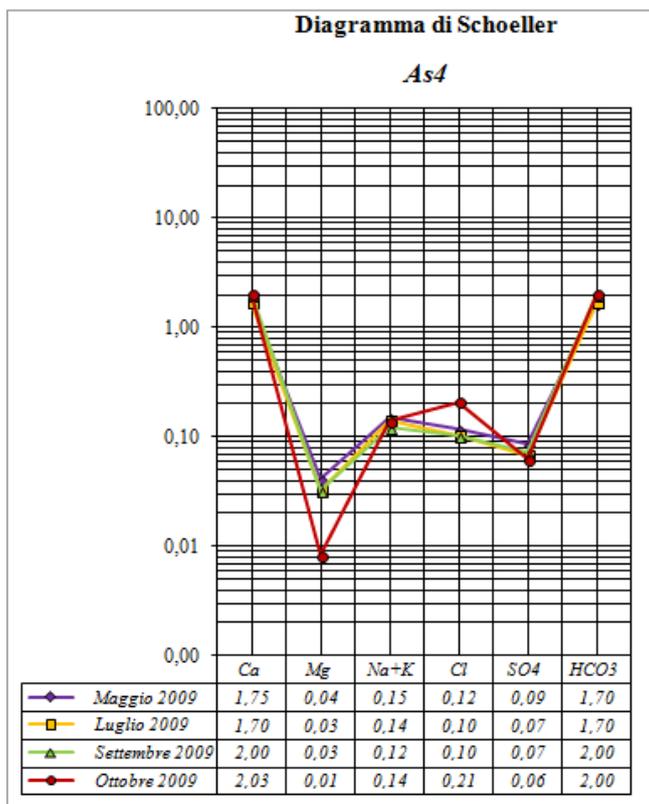


Figura 4.38 - Diagrammi di comparizione (Schoeller) delle concentrazioni degli elementi maggiori di As4.

Analizzando i risultati delle analisi chimiche riferite per il 2009 ai mesi in cui si è registrata la massima (Maggio) e la minima (Ottobre) portata delle sorgenti (Figura 4.39), risulta evidente come non esista una correlazione tra la concentrazione degli elementi e le portate, le quali risultano influenzate dallo scioglimento delle nevi e in subordine dagli afflussi meteorici. Infatti, la particolare situazione climatica dell'inverno 2008-2009 e della primavera 2009, caratterizzata da apporti meteorici mensili superiori ai 100 mm, ha fatto sì che i volumi erogati dagli acquiferi nella stagione estiva/autunnale di questo anno siano stati di molto superiori rispetto ai valori medi determinando una diluizione di quasi tutti gli elementi, anche in corrispondenza del mese in cui è stata misurata la minima portata (Ottobre 2009).

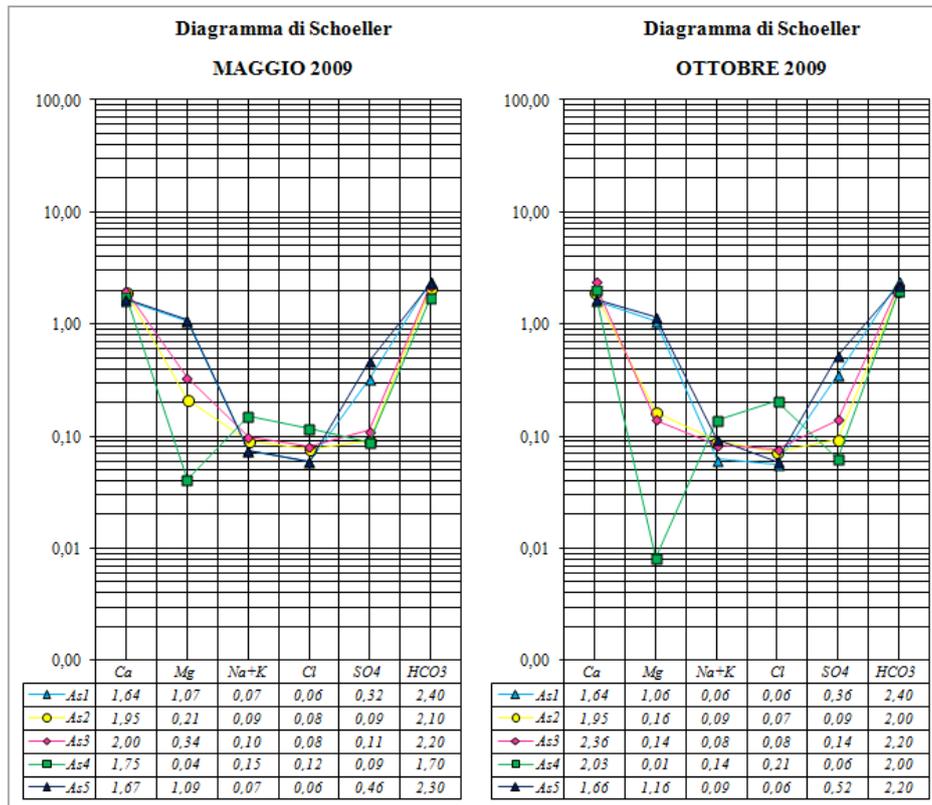


Figura 4.39 - Diagrammi di comparizione (Schoeller) delle concentrazioni degli elementi maggiori riferite alla portata massima (Maggio 2009) e alla minima (Ottobre 2009) misurate.

Dall'analisi dei grafici delle stazioni idrometriche ubicate lungo il fiume Aso, ed in particolare quelli relativi ad ENEL1, rappresentativa dell'acquifero Basale, e ROCCA, si osserva una correlazione tra le portate con lo scioglimento delle nevi e in subordine con gli afflussi pluviometrici (Figura 4.40). La diretta influenza, che si manifesta alla stazione ENEL1 con un ritardo settimanale in seguito allo scioglimento delle nevi e con un ritardo di qualche giorno per eventi meteorici importanti, è ben evidenziata dalla diminuzione della conducibilità elettrica in corrispondenza dei massimi assoluti di portata. Viceversa in corrispondenza dei minimi di portata si osserva un aumento della conducibilità elettrica.

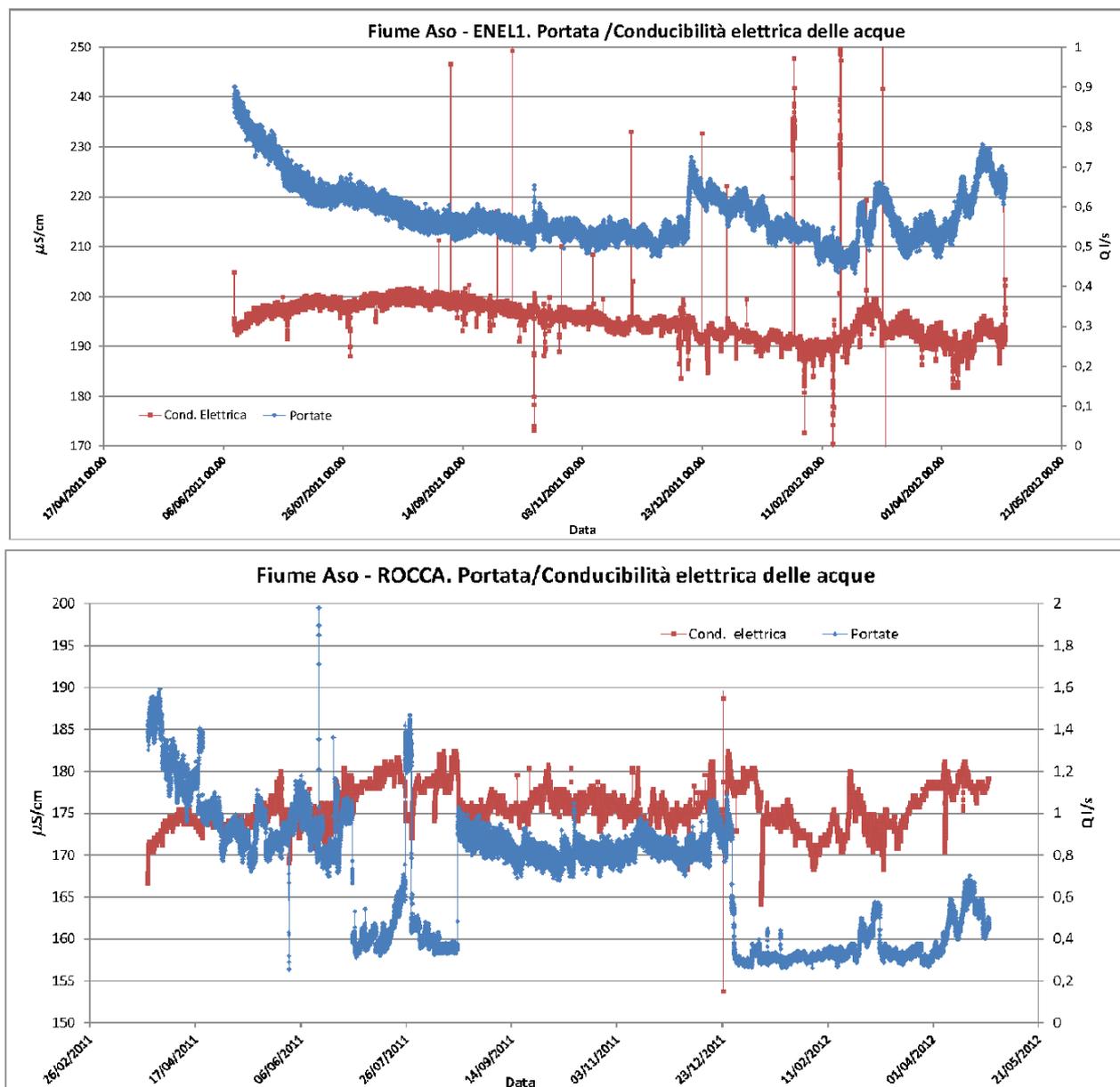


Figura 4.40 - Relazione tra portate e conducibilità elettrica delle acque alle stazioni idrometriche ENEL1 e ROCCA (modificato da NANNI & PETITTA, 2012).

Questa corrispondenza tra l'aumento della conducibilità elettrica e la diminuzione della portata erogata, riferita all'acquifero Basale, è confermata sia dalle misure effettuate nel corso di questo studio, ma anche dai dati puntuali delle misure realizzate nei periodi di magra e di morbida dal Corpo Forestale dello Stato. In generale, per l'acquifero Basale il monitoraggio in continuo alla stazione ENEL1 registra una conducibilità elettrica molto bassa, variabile tra circa 185 e 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$; dalle misure effettuate dal Corpo Forestale questo valore risulta variabile tra circa 235 e 260 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mentre i valori registrati nel corso di questo studio relativamente all'acquifero Basale variano tra 220 e 260 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Infine, le misure registrate all'interno della captazione del CIIP sono comprese tra 245 e 255 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La conducibilità elettrica misurata nel corso delle campagne di rilevamento idrogeologico riferita alle sorgenti alimentate dagli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea sono compresi, rispettivamente, tra 165 e 260 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e tra 160 e 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Le analisi isotopiche di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ delle acque campionate hanno permesso di effettuare importanti considerazioni sulle aree di alimentazione degli acquiferi del bacino carbonatico del fiume Aso e, in particolare, di definirne le quote medie di ricarica. I risultati delle analisi, che hanno riguardato tutte le campagne di misura del biennio 2009-2010, fatta eccezione per quella di Ottobre 2010, sono riportati nella Tabella 4.11.

Sigla	Maggio 2009		Luglio 2009		Settembre 2009		Ottobre 2009		Aprile 2010		Maggio 2010		Giugno 2010		Luglio 2010		Settembre 2010	
	$\delta\text{D} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$																
As1	-69,27	-10,31	-69,75	-10,34	-68,82	-10,35	-69,25	-10,35	-69,58	-10,35	-68,78	-10,36	-68,91	-10,37	-69,89	-10,40	-69,67	-10,40
As2	-66,17	-10,04	-66,73	-10,02	-65,87	-9,94	-66,35	-10,04	-67,33	-10,16	-66,25	-10,03	-66,71	-10,06	-66,89	-10,08	-65,20	-10,04
As3	-68,58	-10,11	-68,55	-10,18	-68,68	-10,13	-68,99	-10,14	-66,17	-10,11	-68,41	-10,13	-67,25	-10,12	-66,43	-10,17	-67,60	-10,20
As4	-67,81	-10,05	-69,01	-10,14	-70,37	-10,22	-70,15	-10,17	-67,85	-10,09	-67,27	-10,11	-69,00	-10,08	-70,12	-10,23	-70,28	-10,25
As5	-68,47	-10,35	-69,85	-10,42	-70,14	-10,46	-69,53	-10,43	-69,37	-10,42	-69,61	-10,42	-68,91	-10,42	-68,57	-10,42	-70,01	-10,44

Tabella 4.11 – Valori di δD e $\delta^{18}\text{O}$ nelle sorgenti campionate relativi al biennio 2009-2010.

Dal grafico di Figura 4.41 si nota che i campioni si dispongono in 4 gruppi con segnale isotopico ben distinto che confermano le ipotesi di alimentazione del fiume Aso da parte di tre acquiferi regionali distinti (Basale, della Maiolica e della Scaglia calcarea) effettuate in origine sulla base delle condizioni geologico-strutturali. Al primo gruppo appartengono i campioni As1 e As5, riferibili rispettivamente alla sorgente dell'Aso e al rilascio della captazione CIIP: entrambe risultano alimentate da una circolazione che avviene all'interno dell'acquifero Basale. Il campione As2, caratterizzato da valori più positivi di $\delta^{18}\text{O}$ rispetto ad As1 e As5, rappresenta una circolazione sospesa più superficiale che avviene prevalentemente nella formazione della Corniola.

Il terzo e quarto gruppo sono, rispettivamente, i campioni As3 e As4, prelevati in corrispondenza delle sorgenti alimentate dagli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea.

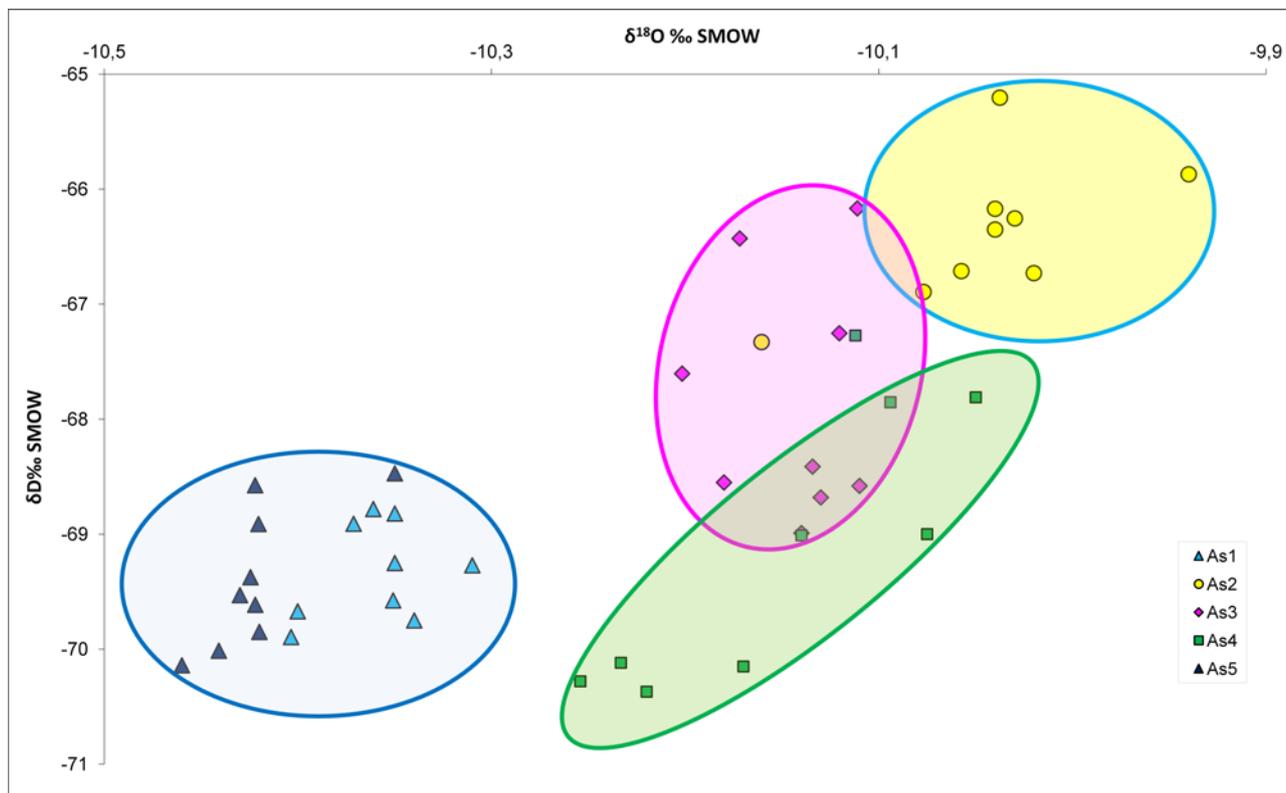


Figura 4.41 – Correlazione ^{18}O - D nelle acque campionate.

I dati sperimentali sono stati messi a confronto con le principali rette meteoriche, valide a scala mondiale, per il bacino del Mediterraneo, per l'Italia centrale e a livello regionale (Figura 4.42). In generale, le acque del bacino del fiume Aso si distribuiscono in un ampio range compreso tra la CMWL e la GMWL, a causa dei diversi circuiti sotterranei che caratterizzano i punti di campionamento, e dell'origine meteorica. Nel dettaglio, però si nota un buon allineamento delle acque sotterranee riferite ai campioni dell'acquifero Basale e, in parte, di quello della Maiolica, con le rette LMLS-LMLSR (ADINOLFI FALCONE *et alii*, 2008) e, subordinatamente, con le rette del Gran Sasso (BARBIERI *et alii*, 2005) e dell'Appennino Abruzzese (BARBIERI *et alii*, 2003). Soltanto i campioni riferiti all'acquifero della Scaglia calcarea hanno dei valori di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ confrontabili con le rette calcolate da NANNI nel 2012 per il massiccio dei Monti Sibillini.

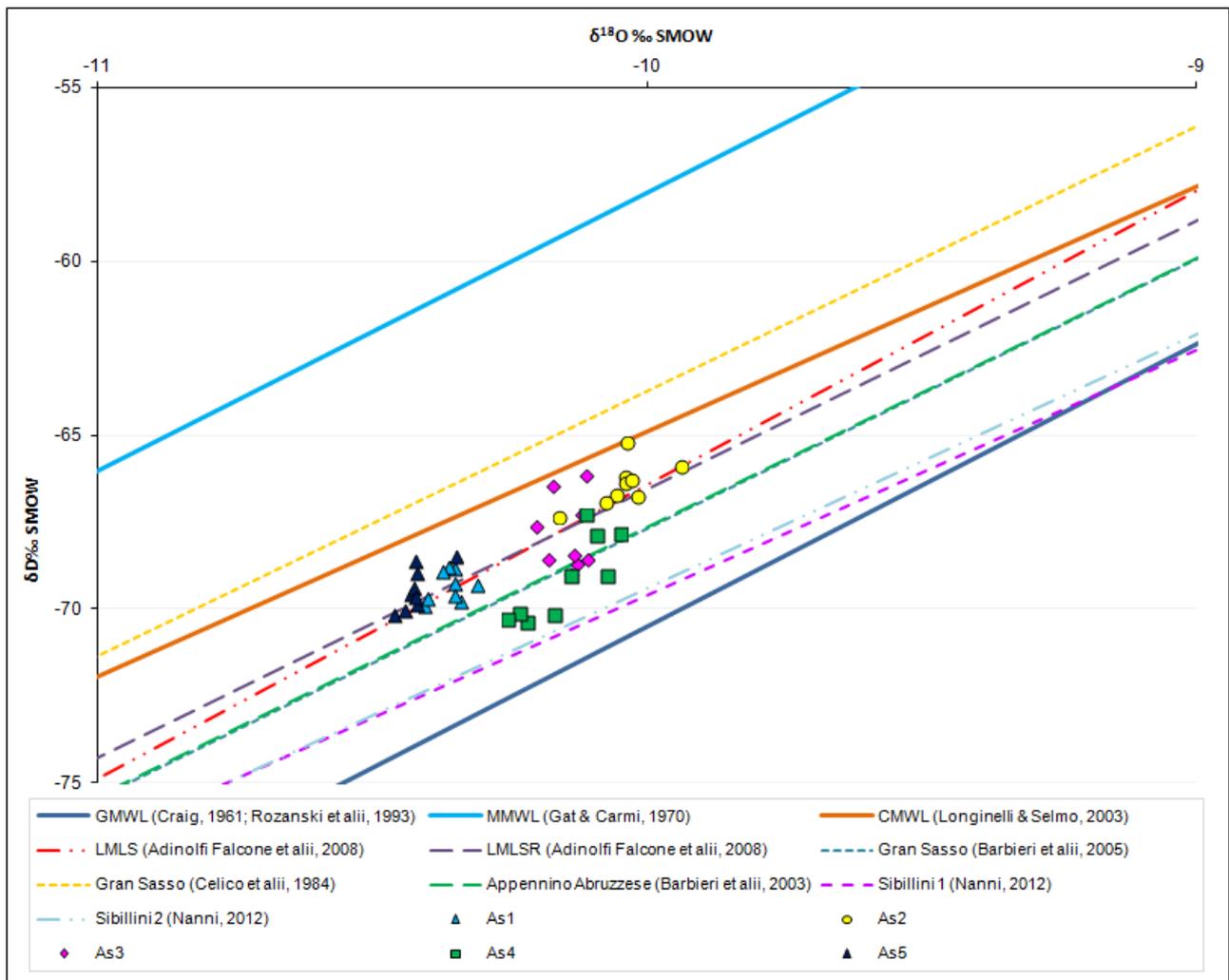


Figura 4.42 – Confronto del segnale isotopico delle acque campionate nel bacino del fiume Aso con le principali rette meteoriche.

Per la definizione delle quote medie di ricarica degli acquiferi del bacino carbonatico del fiume Aso sono state, quindi, prese in considerazione le seguenti equazioni:

- $\delta^{18}\text{O} = -0,0013h - 8,4$ (gradiente: $-0,13\text{‰}/100\text{ m}$) da BARBIERI *et alii* (2003);
- $\delta^{18}\text{O} = -0,0024h - 6,35$ (gradiente: $-0,24\text{‰}/100\text{ m}$) da BARBIERI *et alii* (2005);
- $\delta^{18}\text{O} = -0,0022h - 6,3784$ (gradiente: $-0,22\text{‰}/100\text{ m}$) da TARRAGONI (2006);

- $\delta^{18}\text{O} = -0,0021676h - 6,815$ (gradiente: $-0,22\%/100\text{ m}$) da NANNI (2012).

Le quote medie di ricarica degli acquiferi del fiume Aso che alimentano i punti campionati, calcolate applicando le diverse equazioni, sono rappresentate nella Tabella 4.12.

Campione	<i>App. Abruzzese</i>	<i>Gran Sasso</i>	<i>Sibillini</i>	<i>Sibillini</i>
	Barbieri et al., 2003 $\delta^{18}\text{O} = -0,0013h - 8,4$	Barbieri et al., 2005 $\delta^{18}\text{O} = -0,0024h - 6,35$	Tarragoni, 2006 $\delta^{18}\text{O} = -0,0022h - 6,3784$	Nanni, 2012 $\delta^{18}\text{O} = -0,0021676h - 6,815$
<i>As1</i>	1507	1671	1810	1635
<i>As2</i>	1265	1539	1667	1490
<i>As3</i>	1342	1581	1712	1536
<i>As4</i>	1346	1583	1714	1539
<i>As5</i>	1555	1696	1838	1664

Tabella 4.12 – Quote medie di ricarica calcolate per i punti di monitoraggio del fiume Aso secondo diversi gradienti proposti in letteratura.

I risultati ottenuti con le equazioni proposte per l'area dei Sibillini da NANNI (2012) e TARRAGONI (2006) prevedono una quota media di ricarica dell'acquifero Basale rispettivamente di circa 1650 e di circa 1825 metri s.l.m.; gli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea, invece, presentano quote medie di ricarica molto simili tra loro, calcolate in circa 1700 metri, applicando l'equazione proposta da Tarragoni e di circa 1530 metri s.l.m. secondo il gradiente proposto da Nanni. Per la sorgente di Fonte Cerasa è calcolata una quota media di ricarica di quasi 1500 metri s.l.m. applicando l'equazione proposta da Nanni e di circa 1670 secondo il gradiente proposto da Tarragoni.

I valori calcolati con l'equazione proposta da BARBIERI *et alii* nel 2005 sono di poco superiori rispetto a quelli dell'equazione calcolata da Nanni.

Infine, l'equazione proposta da BARBIERI *et alii* nel 2003 per le idrostrutture carbonatiche dell'Appennino Abruzzese ha permesso di calcolare una quota media di ricarica dell'acquifero Basale (*As1* e *As5*) di circa 1550 metri s.l.m. e di circa 1350 metri s.l.m. per gli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea. Il bacino di alimentazione della sorgente di Fonte Cerasa avrebbe, quindi, una quota media di ricarica di 1265 metri s.l.m.

In conclusione, l'applicazione del gradiente calcolato da BARBIERI *et alii* nel 2003 agli acquiferi regionali del fiume Aso e al bacino di alimentazione di Fonte della Cerasa, sembra essere quello che fornisce i risultati che più si avvicinano alle quote medie delle aree di ricarica individuate (cft. Paragrafo 4.2.3.).

4.5 ANALISI CLIMATOLOGICA E VALUTAZIONE DELLA RICARICA DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO

Per la valutazione della ricarica media annua che influenza il regime delle risorse idriche sotterranee è stato effettuato uno studio sulle temperature, le piogge e le nevi che caratterizzano questo settore dei Monti Sibillini al fine di caratterizzare le variazioni stagionali ed annuali della ricarica.

A tal proposito sono stati elaborati i dati relativi a 5 stazioni termometriche (Montemonaco, Isola San Biagio, Sibilla, Monte Prata e Monte Bove Sud), 3 pluviometriche (Montemonaco, Monte Prata e Monte Bove Sud) e 3 nivometriche (Sibilla, Monte Prata e Monte Bove Sud), il cui monitoraggio è gestito dalla Protezione Civile della Regione Marche. L'ubicazione delle stazioni è riportata in Figura 4.43.

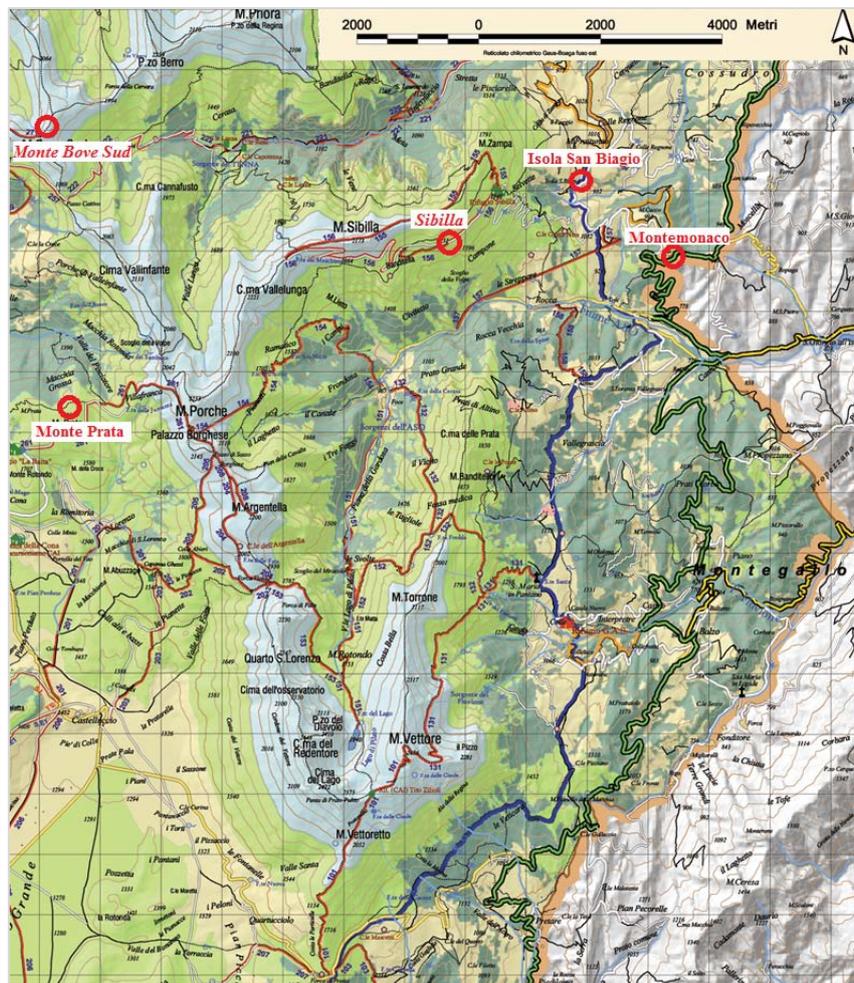


Figura 4.43 – Ubicazione delle stazioni di monitoraggio termo-pluvio e nivometrico.

Temperature

Sono state calcolate le temperature medie mensili (Tabella 4.13) relative al decennio 2002-2012 per 5 stazioni distribuite uniformemente tra i 1000 e i quasi 2000 metri di quota.

	Montemonaco 1021 m s.l.m.	Isola San Biagio 1260 m s.l.m.	Sibilla 1740 m s.l.m.	Monte Prata 1813 m s.l.m.	Monte Bove Sud 1917 m s.l.m.
Gennaio	2,6	1,0	-1,5	-2,1	-2,2
Febbraio	2,4	0,2	-3,0	-3,1	-2,9
Marzo	5,6	3,6	0,5	0,0	-0,7
Aprile	9,4	7,1	4,0	3,5	2,5
Maggio	13,5	11,6	8,6	8,0	7,0
Giugno	18,0	16,1	13,0	12,4	11,7
Luglio	20,7	18,8	15,3	15,1	14,1
Agosto	20,5	18,6	15,4	14,7	13,9
Settembre	15,4	12,9	10,5	10,3	9,0
Ottobre	11,4	9,7	7,4	6,9	5,9
Novembre	7,4	6,1	3,5	3,0	2,2
Dicembre	3,6	2,0	-0,3	-1,0	-1,7

Tabella 4.13 – Temperature medie mensili relative al periodo 2002-2012.

L'analisi dei dati di temperatura ha evidenziato per tutte le stazioni un andamento identico: nell'arco dell'anno solare le temperature minori si registrano nel mese di Febbraio, quelle maggiori a Luglio (Figura 4.44); i valori medi annuali relativi alle stazioni termometriche in funzione della quota mostrano un perfetto allineamento ($R^2 = 0,9974$) permettendo di calcolare un gradiente termico in funzione della quota pari a - 0,65 °C/100 m.

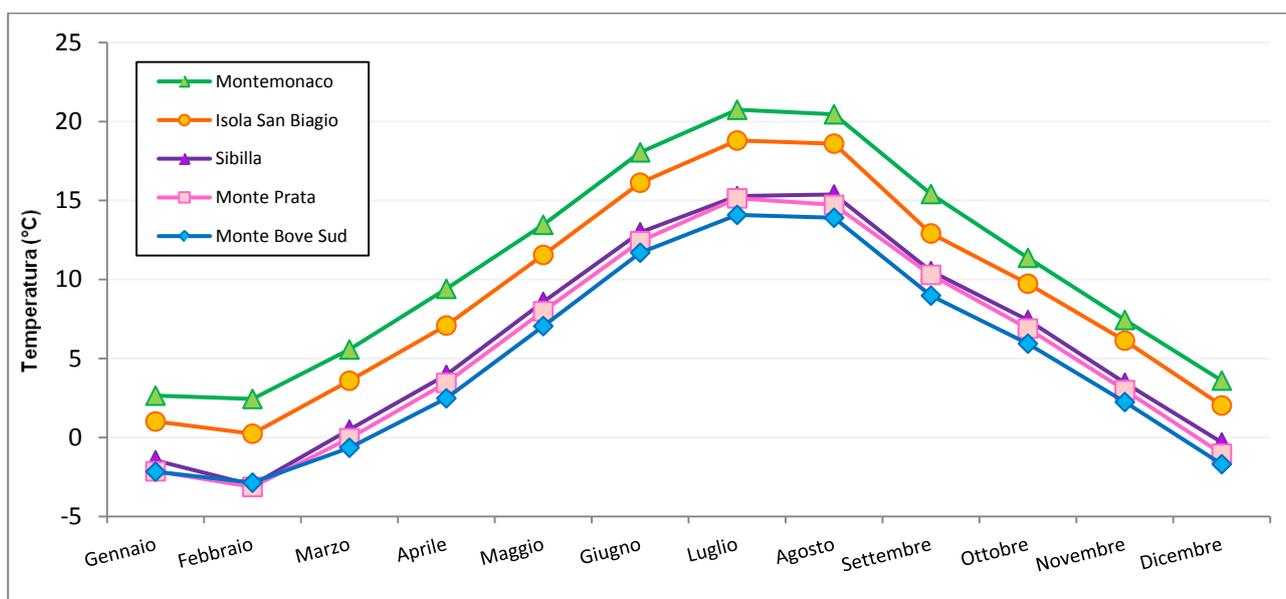


Figura 4.44 – Valori medi mensili della temperatura alle stazioni termometriche.

La temperatura media annua alla stazione di Montemonaco (1021 m s.l.m.) è di 10,9°C in un range tra 2,4 (nel mese di Febbraio) e 20,7°C (a Luglio), quella di Monte Bove Sud (1917 m s.l.m.) è pari a 4,9°C per una temperatura minima di -2,9°C (a Febbraio) e massima di 14,1°C (a Luglio).

Pioggia

Per la valutazione degli apporti meteorici nel territorio investigato sono stati analizzati i dati giornalieri delle piogge di 3 stazioni ubicate ad una quota 1021 m s.l.m. (Montemonaco), di 1813 m s.l.m. (Monte Prata) e di 1917 m s.l.m. (Monte Bove Sud); per ciascuna di esse sono stati calcolati i valori medi mensili delle precipitazioni (esprese in mm) relative al periodo 2002-2012 (Tabella 4.14).

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Cumulata
Montemonaco (1021 m s.l.m.)	57,0	66,1	107,0	130,2	87,3	89,6	62,6	48,2	108,6	106,0	116,2	137,5	1116,2
Monte Prata (1813 m s.l.m.)	31,2	25,0	46,3	101,5	82,5	69,3	56,7	55,1	101,9	106,0	81,8	59,7	817,0
Monte Bove Sud (1917 m s.l.m.)	22,2	15,4	50,4	84,7	77,9	69,6	46,3	40,7	98,0	92,7	62,8	65,8	726,5

Tabella 4.14 - Precipitazioni medie mensili relative al periodo 2002-2012.

L'analisi del regime pluviometrico (Figura 4.45), effettuato sulla base delle piogge cumulate giornaliere, ha evidenziato quanto segue:

- i mesi in cui cadono al suolo i quantitativi più bassi di pioggia sono quelli di Gennaio e Febbraio, poiché alla precipitazione liquida si sostituisce quella solida; i valori di pioggia variano tra circa 15 e 30 mm alle stazioni di Monte Prata e di Monte Bove Sud e tra circa 55 e 65 mm in quella di Montemonaco;
- i mesi di Marzo e Aprile sono caratterizzati da piogge abbondanti: circa 130 mm alla stazione più bassa in quota e circa 50 mm in quelle più elevate;
- da Maggio ad Agosto si registra una graduale diminuzione delle piogge fino ad arrivare ad una pioggia cumulata mensile relativa ad Agosto variabile tra 40 mm (Monte Bove Sud) e 55 mm (Monte Prata);
- nel mese di Settembre si registra un nuovo incremento delle piogge, il cui quantitativo (100-110 mm) è uniforme alle diverse quote;
- dal mese di Ottobre fino alla fine dell'anno i quantitativi di pioggia che cadono al suolo registrano due andamenti differenti: infatti alla stazione più bassa in quota si accumulano mensilmente maggiori quantitativi (da 105 a 135) rispetto alle stazioni più rilevate, per le quali la diminuzione nelle precipitazioni (da circa 100 a circa 60) è legata alla sostituzione delle piogge da parte delle nevi.

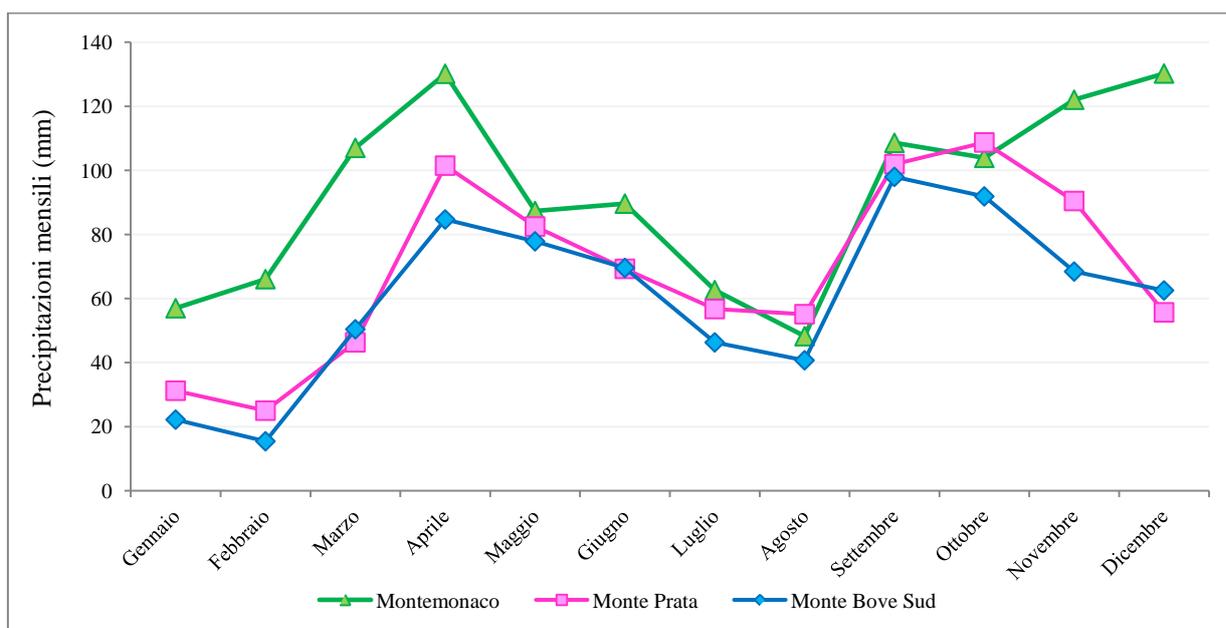


Figura 4.45 – Precipitazioni medie mensili registrate alle stazioni pluviometriche.

Anche per le precipitazioni è stato calcolato il gradiente in funzione della quota, come valori medi calcolati per le tre stazioni: i dati delle piogge in funzione della variazione della quota presentano una buona relazione ($R^2 = 0,9863$), permettendo di calcolare un gradiente di variazione delle piogge pari a $-41,3$ mm/100 m. In pratica, all'aumentare della quota diminuisce l'apporto delle precipitazioni liquide che, in particolare nei mesi invernali, sono sostituite da quelle nevose.

Per analizzare come varia l'andamento delle piogge nel corso degli anni, per le tre stazioni sono stati elaborati i dati delle piogge cumulate (Tabella 4.15): in media nell'intervallo 2002-2012 alla stazione di Montemonaco sono stati registrati circa 1110 mm, circa 825 mm a quella di Monte Prata e solo 730 mm a quella di Monte Bove Sud.

	Montemonaco 1021 m s.l.m.	Monte Prata 1813 m s.l.m.	Monte Bove Sud 1917 m s.l.m.
2002		589,2	505,4
2003		815,4	294,0
2004	836,8	888,8	805,2
2005	1145,6	819,6	750,6
2006	732,2	707,0	249,8
2007	978,8	488,8	466,4
2008	1099,6	716,0	711,4
2009	1366,6	1041,0	844,6
2010	1240,2	1052,4	744,2
2011	886,8	554,2	374,4
2012	1111,6	931,0	799,2
Media	1112,8	824,4	727,9

Tabella 4.15 – Piogge cumulate annuali dell'intervallo 2002-2012.

Dall'analisi delle precipitazioni annue (Figura 4.46) risulta che gli anni più siccitosi sono il 2002, il 2006 e il 2011; quelli in cui è piovuto di più il 2004, il 2005, il 2009, il 2010 e il 2012.

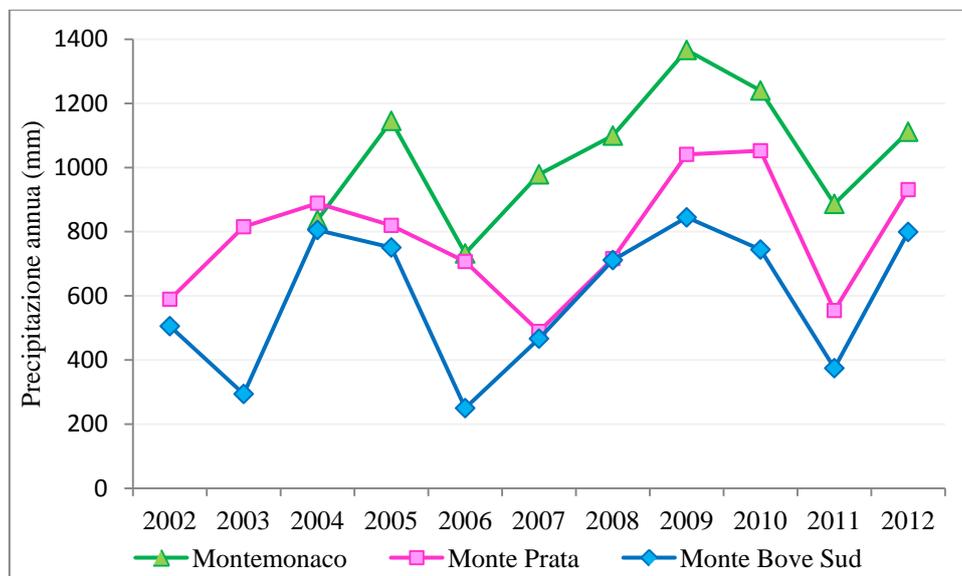


Figura 4.46 – Precipitazioni annue alle stazioni pluviometriche.

Nell'ottica della diretta influenza della variabilità delle precipitazioni nella ricarica degli acquiferi sono stati analizzati i valori di piogge cumulate mensili per le tre stazioni nell'intervallo Ottobre 2008-Dicembre 2012 (Figura 4.47).

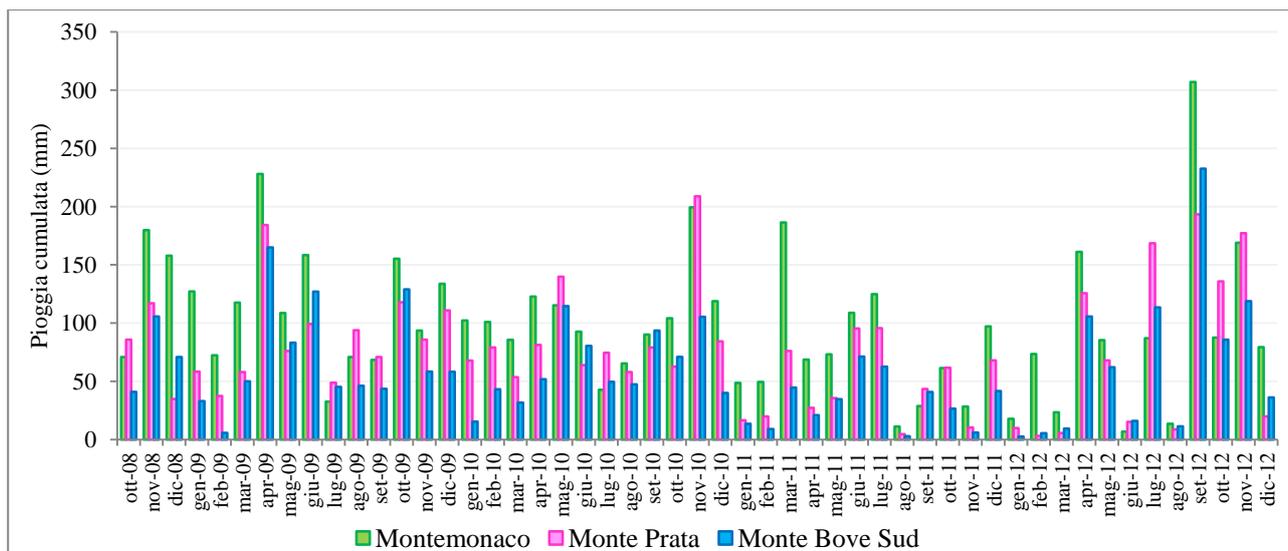


Figura 4.47 – Apporti pluviometrici mensili tra Ottobre 2008 e Dicembre 2012.

Gli ultimi mesi del 2008 e tutto il 2009 sono stati caratterizzati da valori di precipitazione mensile superiori alle medie stagionali; in particolare, nei mesi di Aprile e di Ottobre del 2009 si sono registrate abbondanti precipitazioni. Nel 2010 le precipitazioni relative al periodo primaverile ed estivo sono state nella media mentre nella stagione autunnale, ed in particolare nel mese di Novembre, è caduto al suolo un quantitativo di piogge superiori alla media mensile. Nel 2011 è mancata la ricarica primaverile ed autunnale mentre gli apporti meteorici estivi sono stati di poco superiori alla media.

Infine, mentre l'analisi del dato annuale ha evidenziato che il 2012 è stato un anno relativamente piovoso, in realtà è mancata tutta la ricarica dovuta ai primi mesi dell'anno, mentre nella stagione autunnale si sono raggiunti in assoluto i valori di pioggia più elevati, essendo caduti al suolo nel solo mese di Settembre oltre 200 mm di pioggia.

Neve

La valutazione dei volumi di acqua che vengono immagazzinati negli acquiferi del fiume Aso in funzione dello scioglimento delle nevi, rappresenta un parametro fondamentale per la caratterizzazione dei rapporti tra la ricarica e le risorse erogate nel bacino, in quanto le aree di alimentazione si trovano a quote superiori agli 850 metri con l'elevazione massima raggiunta nel rilievo del Monte Vettore (2477,2 m s.l.m.).

Sono stati quindi analizzati i dati relativi alle variazioni dello spessore del manto nevoso (in cm) di 3 stazioni ubicate a 1740 m s.l.m. (Sibilla), 1813 m s.l.m. (Monte Prata) e a 1917 m s.l.m. (Monte Bove Sud) per l'intervallo 2003-2012, fatta eccezione per quella di Monte Bove Sud che ha cominciato a funzionare dal 2009.

La neve cade al suolo generalmente nel periodo compreso tra la fine di Dicembre e i mesi di Febbraio/Marzo con spessori molto variabili da qualche decina di centimetri ad oltre il metro; generalmente, la coltre nevosa rimane al suolo tra Dicembre ed Aprile, quando l'innalzamento delle temperature ne permette un rapido scioglimento che è funzione anche dello spessore raggiunto; nel corso di un mese, inoltre, si verificano con una certa frequenza più episodi di accumulo della massa nevosa che si intervallano a periodi in cui quella precedentemente accumulata si scioglie. Ecco perché capita che per alcuni mesi nelle tre stazioni si siano

raggiunti valori mensili di neve sciolta molto elevati, come ad esempio i 375 cm di Febbraio 2003 alla stazione Sibilla, i 363 cm registrati ad Aprile 2010 alla stazione di Monte Prata e, infine i 399 di Dicembre 2012 presso Monte Bove Sud.

Episodi di nevicate, in alcuni casi anche molto abbondanti, possono infine verificarsi anche a Giugno e tra i mesi di Settembre e Novembre (Figura 4.48).

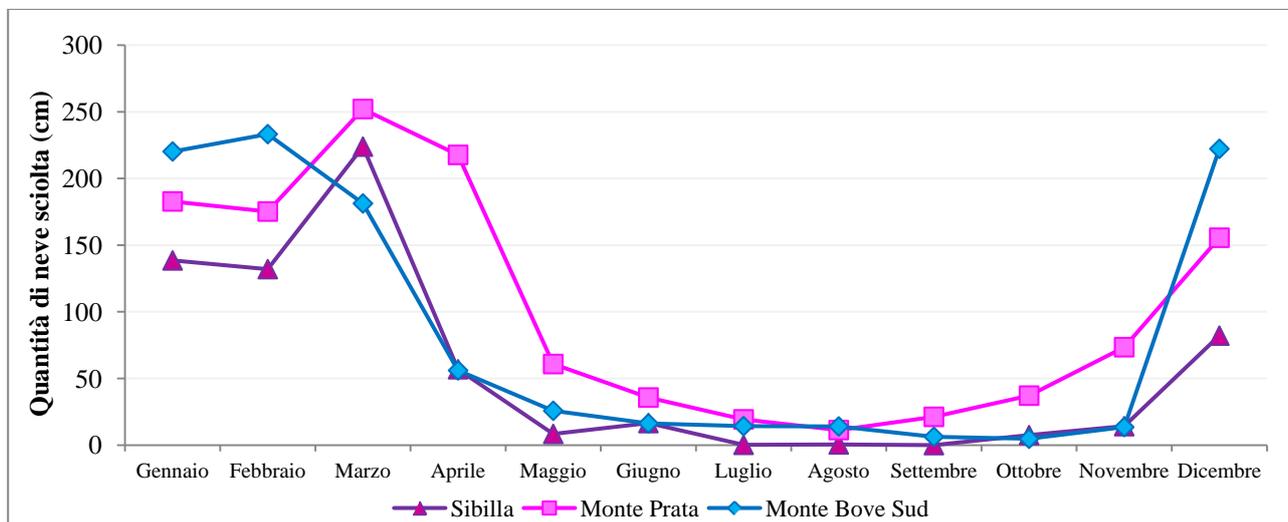


Figura 4.48 – Valori medi mensili della quantità di neve sciolta alle tre stazioni.

L'analisi dei risultati (Tabella 4.16) relativi ai valori medi calcolati su base mensile per ogni stazione nell'intervallo 2003-2012 (2009-2012 per la stazione di Monte Bove Sud) ha evidenziato che non esiste una buona relazione tra la variazione della quota e i quantitativi di neve sciolta.

Sibilla	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
2003	298	375	349	203	0	250*	0	0	0	0	7	22
2004	-	-	-	25*	0	124*	0	1	0	0	28	71
2005	251	149	210	0	0	0	0	0	0	0	10	205
2006	176	133	232	5	0	42	0	0	0	7	1	29
2007	10	18	84	4	69	84	0	0	0	5	47	133
2008	149	87	130	86	1	0	1	0	0	1	11	155
2009	185	168	336	126	3	0	1	4	0	0	12	56
2010	39	76	154	47	0	0	0	0	0	0	0	2
2011	0	50	296	25	3	0	0	0	0	16	0	38
2012	113	145	88	16	8	6	0	0	0	46	26	110
Media	138,5	132,0	223,9	56,9	8,4	16,5	0,2	0,5	0,0	7,5	14,2	82,1

Monte Prata	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
2003	313	229	269	192	78	5	4	1	9	4	33	49
2004	69	161	204	277	73	2	0	0	0	0	25	143
2005	296	154	265	197	0	0	0	0	2	6	136	286
2006	210	204	275	246	29	26	12	14	5	40	71	60
2007	113	242	241	133	54	41	26*	6*	0*	62*	125	153
2008	213	240	337	316	64	37	13	18	61	98	102	269
2009	171	145	244	234	95	99	55	43	49	68	106	146
2010	206	262	439	363	53	56	23	23	30*			
2011		18*	216	131	130	82	48	7	30	43	22	52
2012	54	97	31	88	32	9	12	1	26	13	41	242
Media	182,8	175,2	252,1	217,7	60,8	35,7	19,3	11,3	21,2	37,1	73,4	155,6

Monte Bove Sud	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
2009	194	238	271	22	2	0	0	0	0	0	9	143
2010	241	221	212	176	78	24	0	0	0	0	11	329
2011	255	250	232	13	20	17	22	24	14	4	0	18
2012	191	224	10	13	3	24	35	32	11	15	34	399
Media	220,3	233,3	181,3	56,0	25,8	16,3	14,3	14,0	6,3	4,8	13,5	222,3

Tabella 4.16 – Risultati dell'analisi dei dati relativi alle variazioni dello spessore del manto nevoso nel periodo 2003-2012 (con l'asterisco sono indicati i dati mensili parziali).

Infatti, mettendo in relazione i valori medi ottenuti dalla somma dei valori medi mensili calcolati per le tre stazioni nel loro periodo di funzionamento, risulta un $R^2 = 0,2215$ (Figura 4.49). Questo valore così basso è condizionato dal fatto che alla stazione posta alla quota intermedia (Monte Prata) corrisponde un quantitativo medio annuo di neve disciolta maggiore di quello della stazione posta più rilevata; ciò non è però da escludere in quanto lo scioglimento della neve, così come la sua caduta al suolo, sono condizionati da molti fattori tra cui l'ubicazione, l'esposizione del versante e la temperatura.

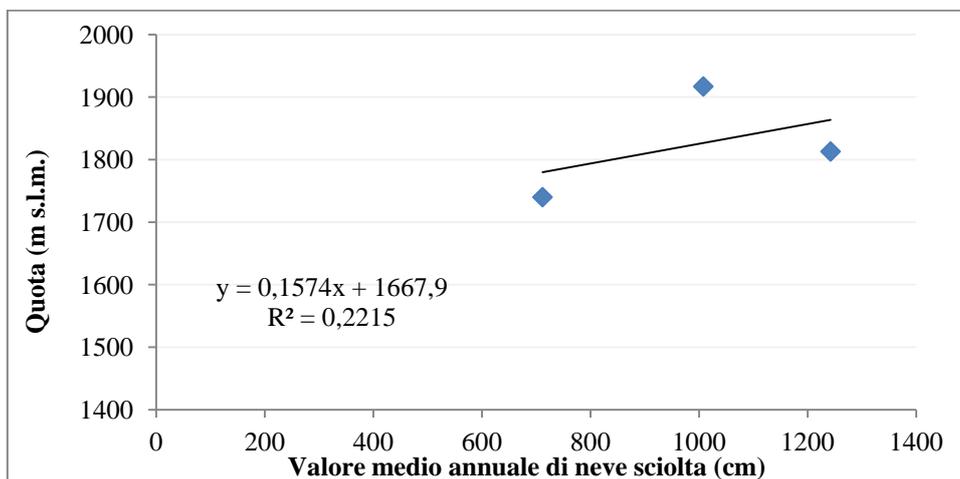


Figura 4.49 – Relazione tra quota e neve sciolta.

Quest'ultimo parametro, in particolare, condiziona lo scioglimento della neve soprattutto nei mesi primaverili ed autunnali: infatti confrontando i valori medi delle temperature registrate alle 3 stazioni (Tabella 4.13) si evidenzia una maggiore variabilità della temperatura in funzione della quota, mentre nei mesi invernali le temperature medie mensili più rigide (inferiori allo zero termico) influenzano in maniera uniforme lo scioglimento (Figura 4.50).

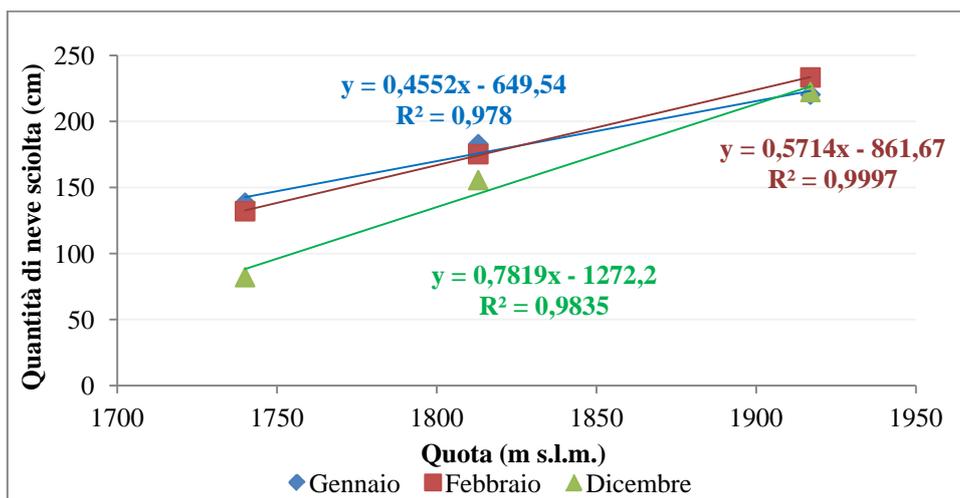


Figura 4.50 Relazione tra lo scioglimento delle nevi e la quota nei mesi invernali.

Valutazione dell'eccedenza idrica

In funzione delle temperature e delle precipitazioni medie mensili è stata calcolata l'evapotraspirazione reale applicando la formula di Thornthwaite, anche considerando le caratteristiche geomorfologiche e pedologiche e un ruscellamento prossimo a zero, per le stazioni di Montemonaco, Monte Prata e di Monte Bove Sud.

I valori di eccedenza idrica (P_{eff}), calcolati come differenza tra le precipitazioni misurate alle stazioni e l'evapotraspirazione reale, sono riportati nella Tabella 4.17. L'analisi dei risultati ottenuti evidenzia una P_{eff} media variabile tra circa 500 mm annui, alla stazione più bassa in quota, e 280 mm annui alla stazione di Monte Bove Sud. Confrontando questi valori con quelli ottenuti dall'analisi delle piogge cumulate annualmente (Tabella 4.15) risulta che mediamente oltre il 50 % è soggetto a fenomeni di evapotraspirazione.

Stazione	Quota	P_{eff} media	P_{eff} 2012	P_{eff} 2011	P_{eff} 2010	P_{eff} 2009	P_{eff} 2008	P_{eff} 2007	P_{eff} 2006	P_{eff} 2005	P_{eff} 2004	P_{eff} 2003	P_{eff} 2002
Montemonaco	1021	504	604	390	644	751	548	423	270	598	-	-	-
Monte Prata	1813	337	422	112	568	386	309	210	232	430	423	298	337
Monte Bove Sud	1917	280	358	67	292	388	317	-	-	373	357	-	280

Tabella 4.17 – Valori di P_{eff} calcolati per le stazioni di Montemonaco, Monte Prata e Monte Bove Sud.

Per meglio descrivere l'incidenza delle nevicate rispetto al complesso delle precipitazioni, è stato quindi ricavato l'andamento del coefficiente nivometrico N di Lauscher (LAUSCHER, 1954) riferito ai mesi invernali delle stazioni termometriche presenti nel territorio considerato (Tabella 4.18).

Il coefficiente, calcolato secondo la formula empirica

$$N=50 - 5T$$

rappresenta la probabilità che le precipitazioni risultino solide, ove con T si indica la temperatura media mensile della località considerata, N la percentuale di precipitazioni solide rispetto al loro ammontare. Il valore di N è strettamente dipendente, oltre che dal regime pluviometrico, dalla temperatura e quindi dall'altitudine del luogo.

Stazione	Quota (m s.l.m.)	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
Montemonaco	1021	37	38	22	3	0	0	0	0	0	0	13	32
Isola San Biagio	1260	45	49	32	15	0	0	0	0	0	1	19	40
Sibilla	1740	57	65	48	30	7	0	0	0	0	13	33	52
Monte Prata	1813	61	66	50	33	10	0	0	0	0	16	35	55
Monte Bove Sud	1917	61	64	53	38	15	0	0	0	5	20	39	58

Tabella 4.18 - Valori del coefficiente nivometrico di Lauscher (N) calcolato per le stazioni termometriche (in %).

L'analisi dei risultati, ha evidenziato che nei mesi tra Dicembre e Marzo la precipitazione solida è maggiore di quella liquida per le stazioni oltre i 1700 metri; nella stazione di Isola San Biagio, ubicata ad una quota di circa 1260 metri s.l.m., l'incidenza dell'apporto nevoso è comunque rilevante essendo variabile tra il 40 ed il 49 % tra i mesi di Dicembre e Febbraio.

Per le due stazioni termo-pluviometriche e nivometriche di Monte Prata e Monte Bove Sud si è, quindi, proceduto a calcolare il valore dell'evapotraspirazione reale e conseguentemente l'infiltrazione efficace, considerando anche le precipitazioni nevose. I risultati (Tabella 4.19) evidenziano una forte variabilità, in funzione dei quantitativi di pioggia e neve: per la stazione di Monte Prata il valore medio calcolato è di circa 1600 mm /anno, variabile però tra 820 (riferito al 2011) ed oltre 2000 mm/annui per il 2010. Alla stazione di Monte Bove Sud, invece, l'infiltrazione media calcolata è di circa 1200 mm/anno, con minimo nel 2010 pari a circa 814 mm/anno e massimo di 1581 mm per l'anno 2010.

Stazione	Quota	P _{eff} media	P _{eff} 2012	P _{eff} 2011	P _{eff} 2010	P _{eff} 2009	P _{eff} 2008	P _{eff} 2007	P _{eff} 2006	P _{eff} 2005	P _{eff} 2004	P _{eff} 2003
Monte Prata	1813	1596	1046	821	2023	1841	2046	1368	1384	1732	1418	1484
Monte Bove Sud	1917	1213	1280	814	1581	1267	-	-	-	-	-	-

Tabella 4.19 – Valori di Peff (in mm/anno) calcolati per le stazioni di Monte Prata e Monte Bove Sud, considerando sia le precipitazioni liquide che quelle nevose.

Sebbene questi valori possano sembrare relativamente elevati, anche considerando quelli che sono stati finora sempre attribuiti agli acquiferi carbonatici dell'Italia centrale, per i quali lo studio di BONI *et alii* (1986) attribuisce un'infiltrazione efficace fino a 900 mm/anno, si ritiene che l'analisi degli apporti meteorici del bacino del fiume Aso valutata per le due stazioni di Monte Bove Sud e di Monte Prata sia rappresentativa delle reali condizioni di ricarica degli acquiferi, in quanto per la prima volta viene considerata l'influenza delle nevi.

Poiché le due stazioni sono posizionate a quote relativamente elevate, è stata considerata una stazione virtuale posta a quota 1550 metri s.l.m., che corrisponde all'elevazione media del bacino di ricarica dell'acquifero Basale calcolata sulla base dei dati isotopici.

Per ogni mese degli anni in cui sono state condotte le misure di portata (2009-2012) è stata valutata la temperatura media (in °C) e la pioggia cumulata (mm) (Tabella 4.20) sulla base dei gradienti mensili calcolati rispetto ai rapporti quota-temperatura e quota-pioggia delle stazioni termometriche e pluviometriche presenti. Il valore mensile di neve disciolta (in cm) è stato calcolato per ogni anno sulla base dei gradienti valutati tra la stazione Sibilla, la più bassa in quota, e Monte Bove Sud, che è quella più rilevata.

MEDIA				2009				2010				2011				2012			
Temperatura	Neve	Pioggia	Precipitazioni totali	Temperatura	Neve	Pioggia	Precipitazioni totali	Temperatura	Neve	Pioggia	Precipitazioni totali	Temperatura	Neve	Pioggia	Precipitazioni totali	Temperatura	Neve	Pioggia	Precipitazioni totali
T (°C)	(cm)	(mm)	(mm)	T (°C)	(cm)	(mm)	(mm)	T (°C)	(cm)	(mm)	(mm)	T (°C)	(cm)	(mm)	(mm)	T (°C)	(cm)	(mm)	(mm)
-0,40	50,8	38,1	88,9	-0,75	175,3	76,2	251,5	-2,02	0	64,3	64,3	-0,28	0	27,6	27,6	-0,64	29	10,5	39,8
-1,27	23,3	37,4	60,7	-1,68	92,9	40,7	133,6	-0,36	0	76,1	76,1	-0,09	0	27,4	27,4	-3,96	60	30,0	90,2
1,74	269,7	70,2	339,9	0,97	405,8	77,7	483,5	1,47	91,8	58,8	150,6	0,68	364,7	107,5	472,2	4,93	171,7	13,4	185,1
5,27	81,1	107,0	188,1	5,47	237,6	194,6	432,2	4,86	0	87,7	87,7	5,70	37,9	40,7	78,6	5,18	19,3	132,7	152,0
9,72	0,0	82,8	82,8	12,00	4,2	103,7	107,9	8,24	0	122,8	122,8	8,70	0	49,4	49,4	8,68	13	72,7	86,1
14,22	16,8	76,9	93,7	12,76	0	129,8	129,8	12,97	0	79,7	79,7	13,02	0	92,9	92,9	16,53	79	0	12,3
16,76	0	55,8	55,8	16,87	2,2	41,7	43,9	16,99	0	55,0	55,0	14,31	0	96,3	96,3	18,61	0	121,1	121,1
16,58	0	48,2	48,2	17,14	8,3	70,5	78,8	16,10	0	57,5	57,5	17,08	0	6,5	6,5	19,55	0	11,4	11,4
11,57	0	103,1	103,1	11,91	0	61,4	61,4	10,35	0	87,7	87,7	14,43	0	37,4	37,4	12,95	0	247,9	247,9
8,27	10,5	101,9	112,4	6,93	0	135,3	135,3	6,21	0	90,7	90,7	7,61	28,9	50,6	79,5	9,97	79	102,4	181,7
4,47	14,9	88,7	103,6	6,07	15,3	80,1	95,4	3,54	0	173,3	173,3	4,97	0	15,8	15,8	5,55	17	156,1	173,5
0,52	0	90,6	90,6	0,47	0	103,2	103,2	-1,50	0	83,4	83,4	1,36	59,5	70,8	130,3	-0,19	200	47,1	247,3

Tabella 4.20 – Valori di temperatura, neve disciolta, pioggia e precipitazioni totali calcolati per gli anni 2009-2012 e come valori medi per una stazione virtuale posizionata a 1550 metri s.l.m.

Per la stazione virtuale "1550" è stata, quindi, calcolata l'evapotraspirazione reale e, conseguentemente, la pioggia efficace relativa calcolata come media e per gli anni dal 2009 al 2012 (Tabella 4.21).

Stazione	Quota	P _{eff} media	P _{eff} 2012	P _{eff} 2011	P _{eff} 2010	P _{eff} 2009
Stazione "1550"	1550	834	1063	628	611	1506

Tabella 4.21 – Valori di Peff calcolati per la stazione "1550", considerando sia le precipitazioni liquide che quelle nevose.

I valori ottenuti, che sono rappresentativi della ricarica del bacino del fiume Aso, ed in particolare delle aree che alimentano l'acquifero Basale, variano tra i circa 1500 mm del 2009 e i 611 del 2010, con un valore medio su lungo periodo pari a circa 835 mm/anno.

5 RISULTATI DEL BACINO DEL FIUME SAGITTARIO

5.1 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E IDROGEOLOGICO REGIONALE

5.1.1 ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO E STRUTTURALE

La struttura del Monte Marsicano-Montagna Grande ricade in un settore dell'Appennino centrale che è il risultato di una complessa storia deposizionale e deformativa, articolata in una prima fase compressiva tra il Messiniano e il Pliocene inferiore (CIPOLLARI *et alii*, 1995), che ha dato origine ad una serie di strutture a pieghe e sovrascorrimenti con vergenza prevalentemente orientale, e successivamente da una fase distensiva plio-quadernaria che ha dislocato e in parte riattivato le preesistenti strutture (GHISSETTI & VEZZANI, 1997).

Nella zona, infatti, al di sopra del substrato dolomitico, si riconoscono successioni stratigrafiche differenti; da Sud-Ovest verso Nord-Est si riconoscono: le facies di piattaforma di Macchialunga e di Monte Cornacchia, quelle di soglia-scarpata della Montagna Grande, quelle di scarpata-bacino della dorsale Monte Genzana-Monte Greco, nuovamente le facies di soglia del Monte Arazzecca e le facies di piattaforma del Monte Rotella-Monte Porrara (PACE *et alii*, 2001). E' evidente che una sostanziale simmetria paleogeografica caratterizza la distribuzione degli ambienti deposizionali lungo la sezione, almeno per quanto riguarda l'intervallo dal Dogger fino al Cretaceo medio-superiore. Nella parte alta del Cretaceo una serie di movimenti tettonici rende instabile la regione, facendo variare i regimi di sedimentazione e facendo venire in parte meno questa simmetria.

Sull'evoluzione paleogeografica dell'area esistono differenti interpretazioni.

D'ANDREA *et alii* (1991) ipotizzano che le facies pelagiche dell'unità Genzana-Greco, correlabili con la piattaforma del Monte Morrone-Monte Pizzalto, siano quanto resta del proseguimento verso sud del bacino umbro-marchigiano, mentre la struttura della Montagna Grande-Monte Marsicano rappresenterebbe la soglia orientale della piattaforma laziale-abruzzese. Secondo PATACCA *et alii* (1991) la struttura della Montagna Grande sarebbe connessa alla piattaforma esterna del Morrone-Pizzalto-Porrara, mentre la dorsale di Monte Genzana-Monte Greco avrebbe costituito il margine orientale della piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. L'intera struttura di Monte Genzana-Monte Greco si troverebbe, quindi, nell'attuale posizione a seguito di una forte tettonica da thrust; la Montagna Grande emergerebbe in finestra tettonica in corrispondenza della culminazione assiale di un alto strutturale. VEZZANI & GHISSETTI (1998) considerano un unico grande dominio di piattaforma separato, tramite il "corridoio Marsicano", dalla zona esterna della Maiella. L'elemento transpressivo destro "Rigopiano-Rivisondoli" ad andamento N-S sarebbe responsabile, in questo settore dell'appennino Abruzzese, dell'articolato sistema di sovrascorrimenti che caratterizza l'area marsicana. PACE *et alii* (2001), riprendendo il quadro paleoambientale proposto da COLACICCHI & PRATURLON (1965), individuano un sistema di margine-bacino, che costituisce la naturale prosecuzione verso est della piattaforma laziale-abruzzese.

La struttura del Monte Marsicano-Montagna Grande è una monoclinale con direzione NNW-SSE immergente verso NE, costituita da litotipi appartenenti a successioni di piattaforma carbonatica e di soglia (COLACICCHI, 1967).

Sul potente basamento dolomitico di età triassica, si depongono a partire dal Lias inferiore-medio, depositi di piattaforma a sedimentazione prevalentemente calcarea (Calcari a *Paleodasycladus mediterraneus*) che evolvono verso facies di “soglia” nel Giurassico medio-Cretacico inferiore (Formazione della Terratta). In questo periodo si smembra la piattaforma e si forma, tra gli attuali rilievi della Montagna Grande e di Monte Porrara-Monte Aremogna-Monte Arazzecca, un ampio golfo caratterizzato da una sedimentazione pelagica, che si raccorda verso nord con il bacino umbro-marchigiano (BONI & RUISI, 2005).

Nel Cretacico medio-superiore il margine della piattaforma carbonatica prograda verso est (COLACICCHI, 1967; COLACICCHI *et alii*, 1978); sulla Formazione della Terratta si depongono termini bio-detritici, con frammenti di rudiste ed echinidi (Calcari cristallini Auct.). A partire dal Maastrichtiano si sviluppa una nuova fase tettonica molto intensa che porta alla graduale emersione, dai settori occidentali verso quelli orientali, che termina verso la metà dell’Oligocene. Successivamente sui termini calcarei mesozoici si depongono sequenze con intercalazioni marnose e, quindi, argillose. Nel Pliocene superiore si instaura una tettonica distensiva che disarticola la dorsale.

La struttura del Monte Marsicano-Montagna Grande è delimitata da importanti elementi tettonici. Ad ovest e a sud è delimitata dalla “Linea Giovenco-alto Sangro”, che pone a contatto i carbonati mesozoici con i sedimenti silicoclastici miocenici. Ad est è chiusa dall’elemento tettonico, est vergente, che pone a contatto la dorsale di Monte Mattone-Montagna di Preccia con i depositi miocenici della valle del Profluo e, più a nord, con le successioni pelagiche del Monte Genzana. A nord-est i depositi calcarenitici miocenici che bordano la dorsale si accavallano sui depositi terrigeni alto miocenici.

5.1.2 ASSETTO IDROGEOLOGICO

La Marsica orientale presenta le tipiche caratteristiche degli acquiferi carbonatici in facies di piattaforma e di scarpata del settore laziale-abruzzese. Le unità idrogeologiche, infatti, sono costituite da dorsali carbonatiche mesozoiche ad alta permeabilità, limitate da importanti elementi strutturali e tamponate alla periferia da litologie *flyschoidi* per contatto tettonico o, come nel margine NE della struttura della Montagna Grande, da contatti di tipo stratigrafico con termini pelagici del Paleogene.

Il quadro idrogeologico regionale proposto da BONI & RUISI nel 2005 fornisce un’organica ricostruzione alla scala 1:50.000 della più probabile ricostruzione e configurazione degli acquiferi che alimentano le principali emergenze di acque sotterranee presenti nella Marsica orientale (Monte Marsicano-Montagna Grande). Inoltre, sulla base della loro capacità di assorbire e immagazzinare le acque meteoriche, le formazioni geologiche della successione carbonatica affiorante in questo settore (Figura 5.1), sono state classificate nei complessi idrogeologici:

- 1) Complesso delle Dolomie basali indifferenziate (Trias sup.-Lias inf.):** formato da dolomie grigie, a luoghi stratificate, generalmente massive, in banchi di qualche metro. Lo spessore può variare da

qualche centinaio di metri fino ad un massimo di 1000-2000 m. Si trovano alla base della successione carbonatica affiorante e ne costituiscono un substrato dotato di una permeabilità relativa minore. Se sono interessate da intensa tettonica distensiva e da fenomeni carsici rilevanti, possono assumere localmente notevole permeabilità.

- 2) **Complesso del Calcarea massiccio** (*Lias inf.-medio*): è costituito da calcari bianchi, a luoghi detritici, organizzati in strati e banchi di qualche metro, rappresentanti i depositi di una piattaforma subsidente. Lo spessore è di circa 1000 m. Il complesso è dotato di permeabilità ridotta, che aumenta con l'aumentare del grado di fratturazione prodotto da tettonica distensiva e con lo sviluppo di fenomeni carsici. I valori di infiltrazione efficace medi sono molto variabili.
- 3) **Complesso dei Calcari detritico-organogeni** (*Lias sup.-Cretacico inf.*): si tratta di calcari detritici, bioclastici e oolitici con aspetto massivo tipico dei depositi di scogliera e periscogliera. Gli spessori variano da qualche centinaio a 1500 m. Il complesso è dotato in generale di una permeabilità molto elevata e infiltrazione efficace media calcolata è di circa 1200 mm/anno.
- 4) **Complesso dei Calcari detritici** (*Cretacico sup.-Miocene inf.*): costituito da calcareniti, calciruditi e calcari organogeni stratificati, con locali intercalazioni di micriti e marne, depositi in ambiente di scarpata-bacino. Gli spessori sono di alcune centinaia di metri con notevoli variazioni. Il complesso è dotata di buona permeabilità.
- 5) **Complesso dei Flysch** (*Miocene medio-sup.*): è formato da depositi torbiditici sinorogenici, argilloso-arenacei di diversa età e natura. Lo spessore è di alcune centinaia di metri ed è variabile. La permeabilità dei flysch è praticamente trascurabile e svolgono il tamponamento periferico delle dorsali carbonatiche.
- 6) **Complesso dei Conglomerati di Mezzana** (*Messiniano*): si tratta di conglomerati poligenici ed argille grigie, trasgressivi sul complesso dei Calcari detritico-organogeni indifferenziati.
- 7) **Complesso delle Breccie calcaree** (*Pleistocene inf.*): breccie calcaree cementate, irregolarmente distribuite; sono dotate di una alta permeabilità e possono essere sede localmente di piccoli acquiferi sospesi, se tamponati da formazioni con permeabilità inferiore.
- 8) **Complesso dei depositi fluvio-lacustri** (*Pleistocene medio-sup.*): ghiaie e conglomerati a matrice sabbioso-argillosa, con spessori compresi tra qualche decina ad un centinaio di metri. Sono sede di acquiferi locali che alimentano modeste sorgenti.
- 9) **Complesso dei depositi di copertura recente** (*Pleistocene sup.-Olocene*): la permeabilità varia in funzione della granulometria e possono essere sede di modesti acquiferi che alimentano piccole sorgenti.

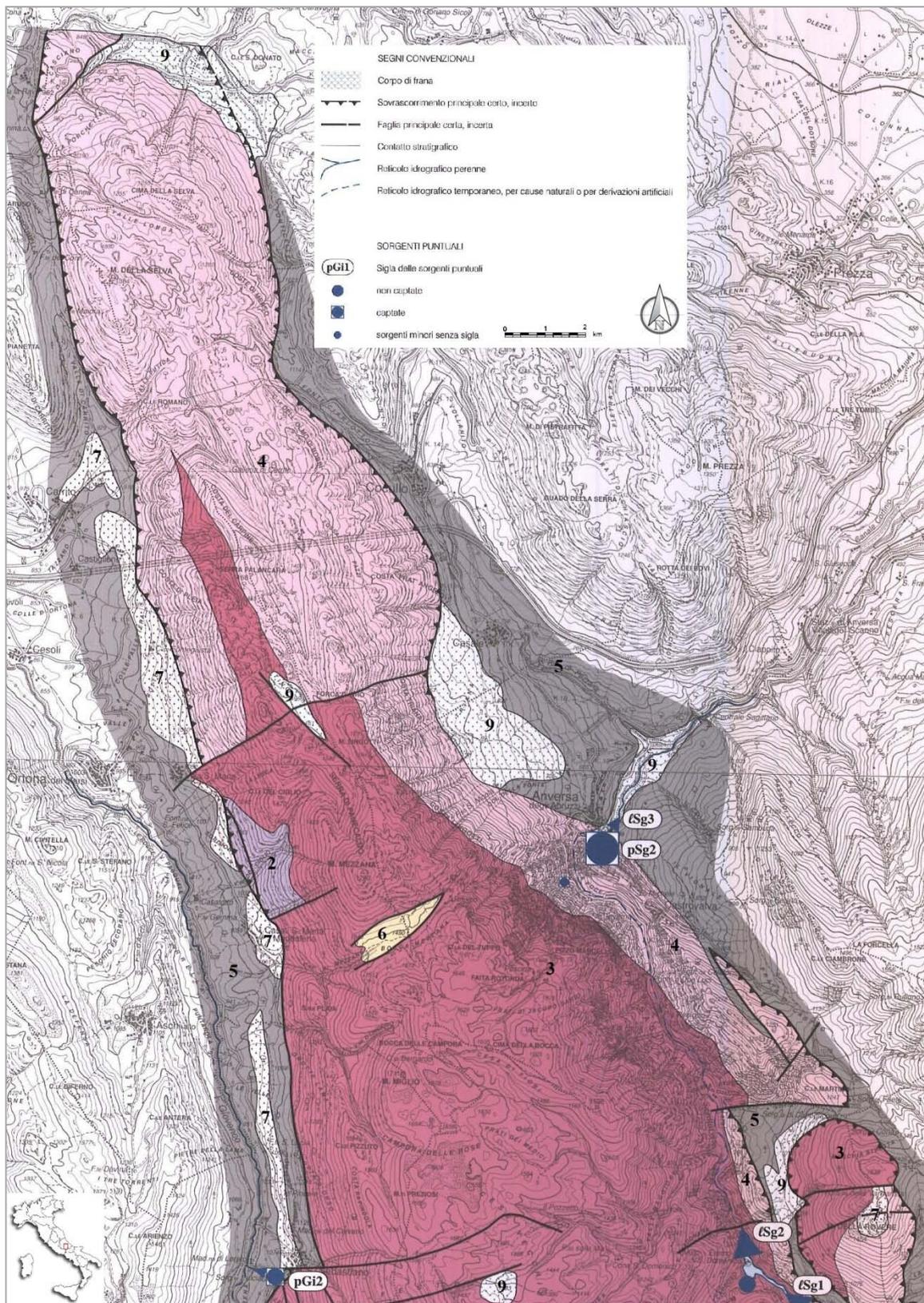


Figura 5.1 - Complessi idrogeologici presenti tra il Lago di di San Domenico e Anversa degli Abruzzi. Legenda: 2) Complesso del Calcarea massiccio; 3) Complesso dei Calcari detritico-organogeni; 4) Complesso dei calcari detritici; 5) Complesso dei flysch; 6) Conglomerati di Mezzana 7) Breccie calcaree; 9) Depositi di copertura recente (modificato da BONI E RUISSI, 2005).

Nel Modello Concettuale BONI & RUISI hanno individuato un acquifero molto esteso ed articolato, nell'area centrale della struttura, che alimenta quattro gruppi di sorgenti, poste a quote comprese tra 800 e 1240 metri s.l.m.(Figura 5.2).

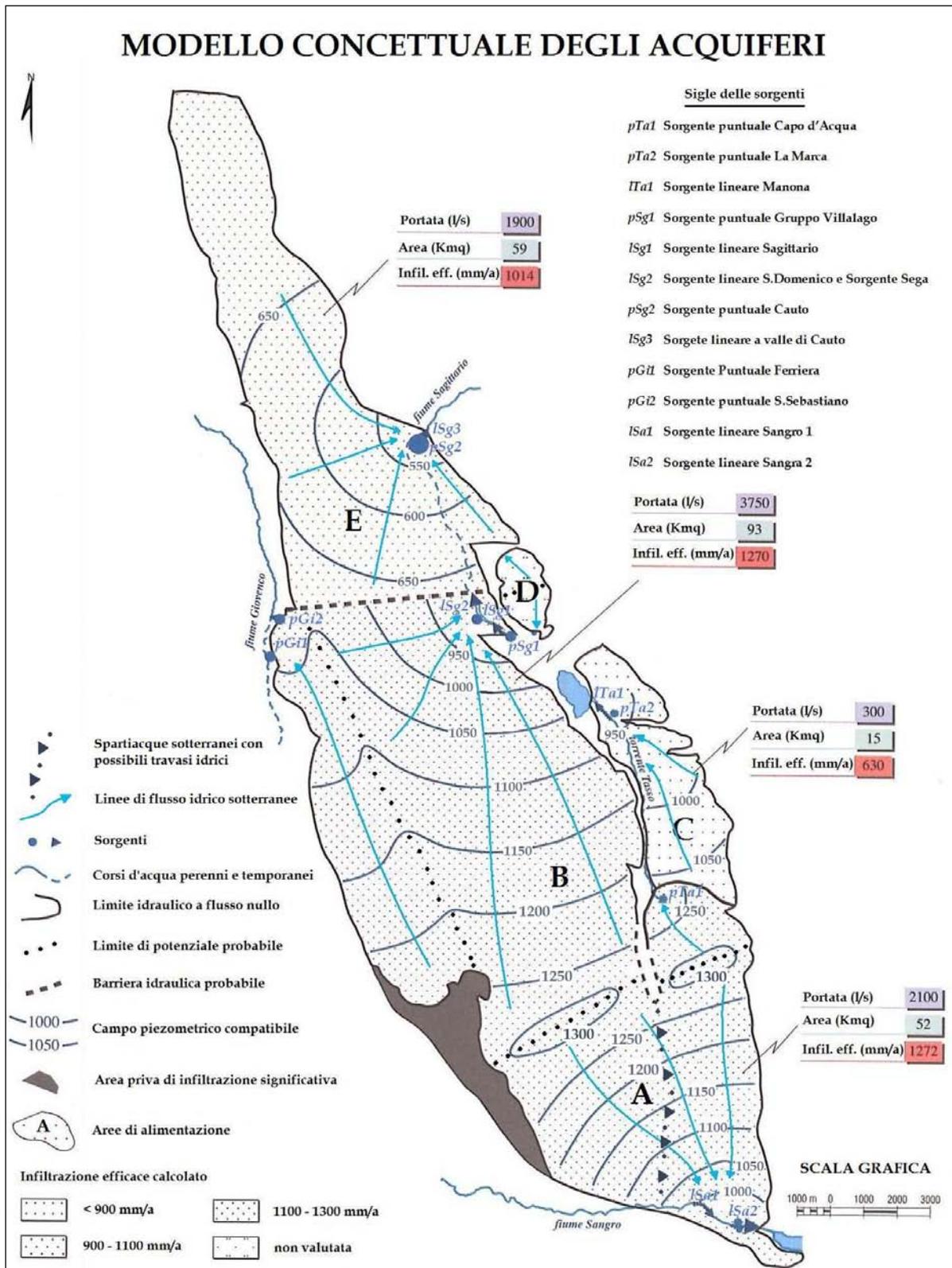


Figura 5.2 - Schema del Modello Idrogeologico Concettuale delle idrostrutture della Montagna Grande, della Piana Malvascione-Montagna di Preccia e del Monte della Rovere (da BONI E RUISI, 2005).

L'acquifero che alimenta il gruppo delle sorgenti del Cavuto è rappresentato dal settore più settentrionale della Montagna Grande, che è separato dalla porzione centrale, che alimenta le grandi sorgenti di Villalago e del lago di San Domenico, mediante una ipotetica barriera idraulica che sostiene il campo piezometrico a quote comprese fra gli 800 e i 1050 metri. La cui portata media annua è stata valutata in 1900 L/s.

Da notare che fino al 2007, il tratto del Sagittario subito a valle della diga di San Domenico risultava asciutto a causa del mancato rilascio di acqua dalla diga stessa e solamente a valle del Cavuto, presso Anversa degli Abruzzi, il fiume riprendeva a scorrere. Successivamente, come osservato da TEMPERINI nel 2007, a causa di un guasto tecnico nella centrale idroelettrica di Anversa degli Abruzzi è stata necessaria la sospensione della produzione di energia e, di conseguenza, l'apertura dello scarico della diga di S. Domenico che ha immesso in alveo circa 1600 L/s, fino a Dicembre 2007, permettendo così al fiume di scorrere senza interruzione per tutto il suo corso. Ripristinato il guasto, la portata erogata è notevolmente diminuita per la ripresa dell'attività della centrale e l'alveo del fiume Sagittario è tornato ad essere secco nel settore immediatamente a valle dell'invaso idroelettrico fino alla località di Serrastucco, dove viene operato parte del rilascio.

Al gruppo sorgivo del Cavuto sono stati attribuiti valori di portata da circa 1000 ad oltre 1600 L/s (PERRONE, 1900; PIANELLI & BONI, 1995), mentre nel Modello Concettuale BONI & RUISI hanno valutato una portata media della sorgente puntuale di 1400 L/s, con valore di magra di 1200 L/s, e di 500 L/s per la sorgente lineare individuata a valle dell'impianto idroelettrico posto in corrispondenza del gruppo sorgivo.

Dagli studi eseguiti da TEMPERINI nel 2007 è stata registrata una portata media di circa 2050 L/s, tra Agosto 2007 e Aprile 2008; inoltre è stato osservato che, a seguito del rilascio relativo all'apertura dello scarico della diga di S. Domenico, le acque contribuivano ad alimentare il gruppo sorgivo del Cavuto.

5.2 ANALISI DELL'ASSETTO GEOLOGICO STRUTTURALE E IDROGEOLOGICO DELL'ALTO BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO

L'analisi dell'assetto geologico-strutturale dell'alto bacino del fiume Sagittario, effettuata sulla base dei principali e più recenti studi geologici dell'area (REGIONE ABRUZZO, 2006 e in stampa), ha rappresentato un valido strumento per la ricostruzione del bacino idrogeologico del settore che alimenta le sorgenti del Cavuto. La carta lito-strutturale è riportata nella Figura 5.3.

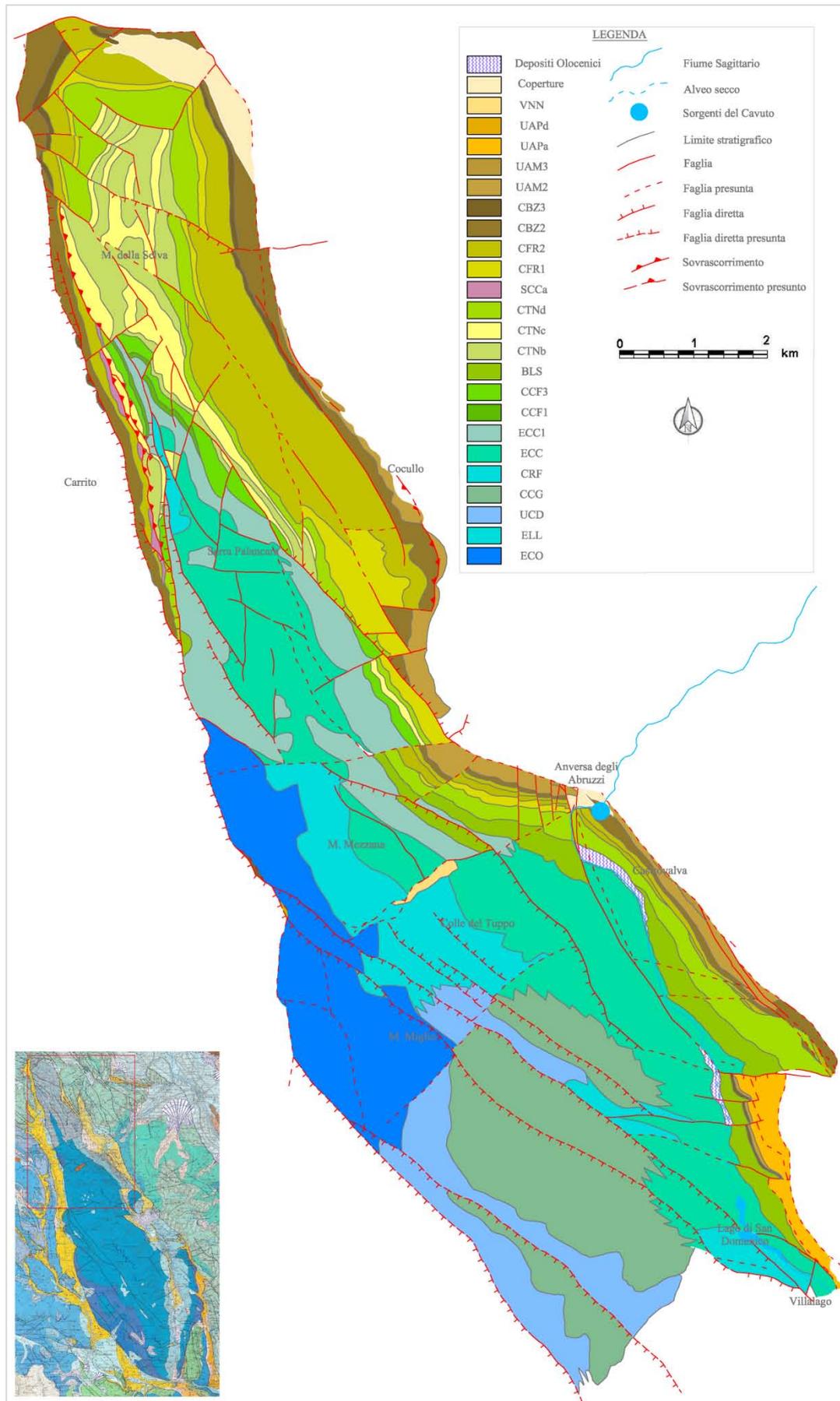


Figura 5.3 – Carta litostrutturale (ricostruita da REGIONE ABRUZZO, 2006 e in stampa) del settore settentrionale della Montagna Grande, con relativa ubicazione riferita alla Carta geologica dell’Abruzzo (VEZZANI & GHISSETTI, 1998).

5.2.1 ASSETTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO

Nel Mesozoico e nel Cenozoico l'area è stata caratterizzata da una paleogeografia molto complessa a cui corrispondono diversi tipi di successioni che vengono distinte sia secondo la loro evoluzione rispetto alla formazione dell'orogene (pre-, sin- e tardo, post-) e sia secondo gli ambienti paleogeografici di appartenenza.

Nella dorsale della Montagna Grande, dopo le unità liassiche di piattaforma carbonatica, si individuano termini relativi a facies di margine della piattaforma laziale – abruzzese, per il Giurassico medio e superiore, con spessori variabili da N a S e da O a E; a queste, verso Ovest, sono eteropiche facies di retro scogliera e di piattaforma che si estendono fino al Cretacico inferiore; verso est, invece, sulle facies di margine giaccione, in genere, in contatto erosivo, termini in facies di avanscogliera e scarpata prossimale, con intervalli conglomeratici e di megabrecce, riferibili ad un ampio intervallo dal Cretacico inferiore al Paleogene, con contatti erosivi che evidenziano più o meno ampie elisioni della successione. Verso nord localmente sembra osservarsi una continuità di sedimentazione (Figura 5.4).

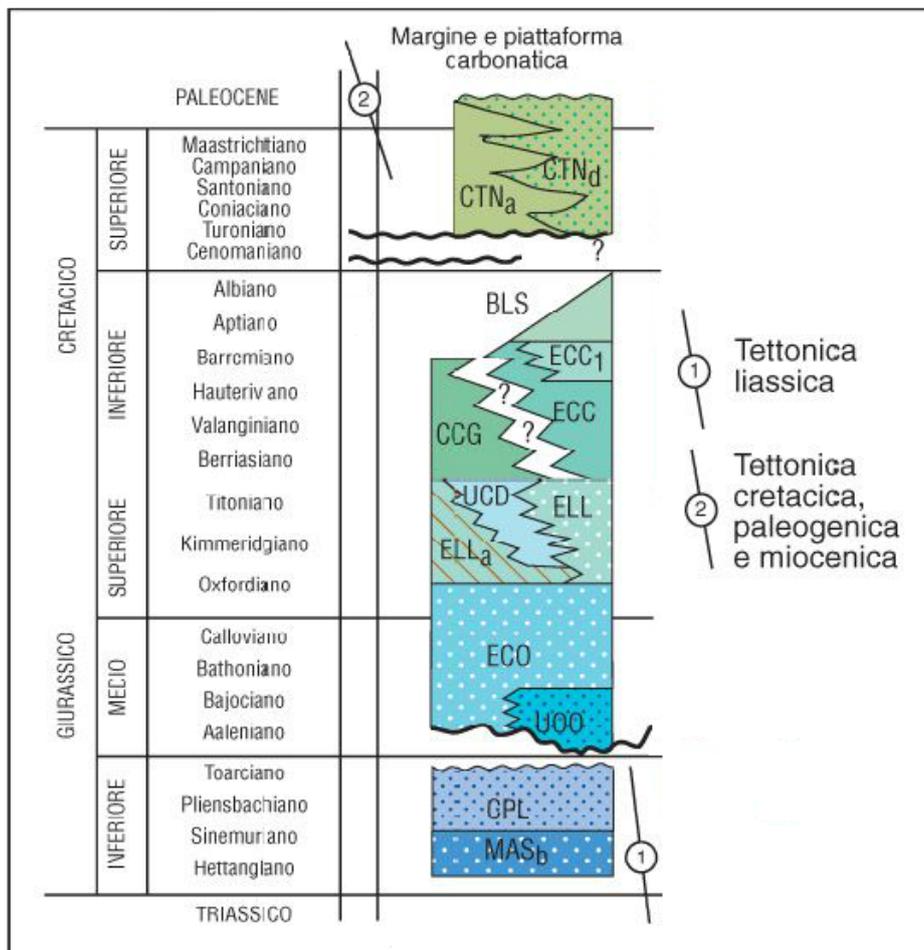


Figura 5.4 - Schema stratigrafico della successione carbonatica mesozoica (modificato, da http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/378_SCANNO/Foglio.html)

Anche in questo caso sui termini cretatici, o localmente direttamente sui termini giurassici, giacciono in contatto inconforme facies di scarpata e rampa carbonatica ricchi in macroforaminiferi riferibili al Paleogene e al Miocene; in questo intervallo si individuano diverse lacune stratigrafiche di ampiezza variabile, alla base

dell'Eocene, probabilmente nell'Oligocene e, quindi, nel Miocene inferiore. Si evidenzia una marcata discontinuità della sedimentazione e un contesto paleogeografico di scarpata molto articolata che evolve in rampa carbonatica. Tale articolata stratigrafia è da mettere in relazione all'ampia trasgressione miocenica che caratterizza l'Appennino centrale (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995).

SUCCESSIONI PRE-OROGENICHE

Per il Mesozoico sono state distinte (Figura 5.5):

- A) *facies di piattaforma carbonatica interna*;
- B) *facies di margine di piattaforma carbonatica*;
- C) *facies di scarpata-bacino*.

Per il Cenozoico le unità fanno riferimento a *facies di rampa carbonatica e scarpata*, che presentano una forte eterogeneità sia nei rapporti di sovrapposizione con le successioni mesozoiche, sia nella successione dei termini paleogenici e miocenici separati da discordanze, sia nei passaggi laterali tra unità calcarenitiche e conglomeratiche.

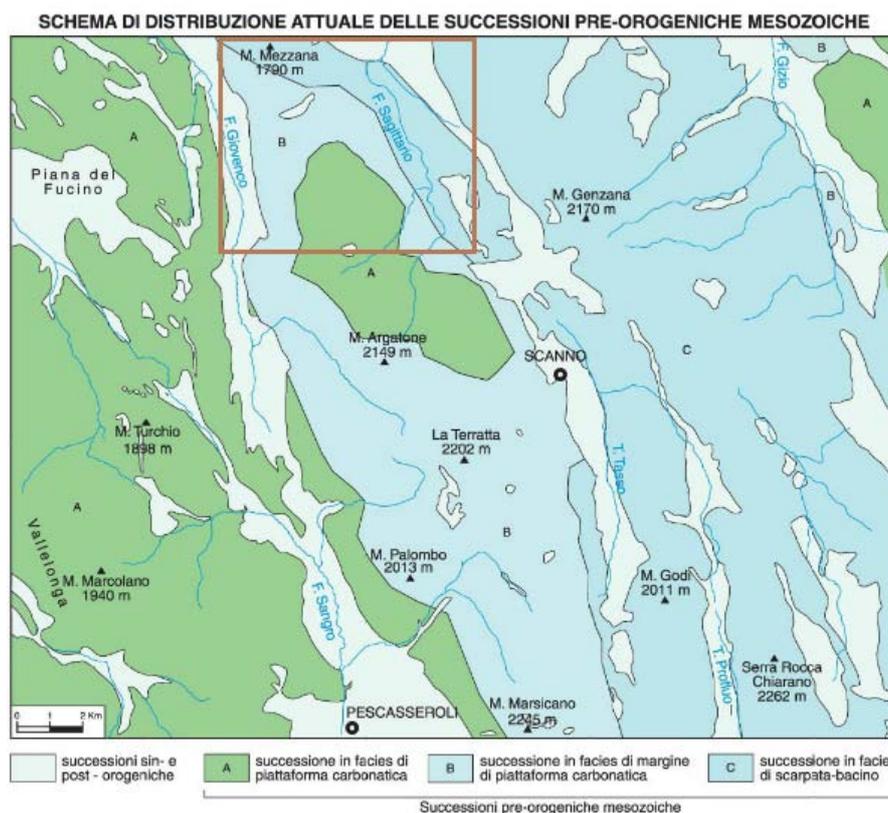


Figura 5.5 Schema di distribuzione delle successioni mesozoiche (da http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/378_SCANNO/Foglio.html)

Successione mesozoica in facies di piattaforma carbonatica interna (A)

La successione giurassica in facies di piattaforma carbonatica interna affiora nel settore centrale della dorsale della Montagna Grande, alla base delle successioni in facies di margine e di scarpata. I termini, riferibili al Giurassico superiore e al Cretacico inferiore sono in eteropia con le più diffuse facies di margine di piattaforma. Le unità riferibili alle facies di piattaforma ed affioranti nel settore investigato sono le seguenti:

- unità calcareo dolomitica (UCD);
- calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG).

- UCD Unità Calcareo-Dolomitica *Giurassico medio p.p. – Giurassico sup. (Bajociano p.p. – Titoniano)*

Affiora nel settore centrale (Rosa Pinnola, Villalago), in eteropia con i coevi termini in facies di margine. L'unità è costituita da alternanze di calcari micritici nocciola chiaro e bianchi, calcareniti intraclastiche nocciola e calcari oolitici nocciola scuro o grigi; tali litofacies sono frequentemente disposte in ciclotemi fining upward di spessore metrico. Localmente, nella parte mediana della formazione, si intercalano calcari micritici ad oncoidi e, a più livelli, si intercalano calciruditi. Lo spessore è di diverse centinaia di metri, fino a circa 500 m.

- CCG Calcari ciclotemici a gasteropodi *Cretacico inferiore (Berriasiano – Barremiano p.p.)*

I calcari ciclotemici a gasteropodi affiorano nel settore centrale (tra M. Argotone e Campora delle Rose) in eteropia con le coeve unità in facies margine di piattaforma e scarpata. Sono costituiti da alternanze di calcari micritici e calcareniti. Tali alternanze sono spesso disposte in cicli a scala da decimetrica a metrica, separati da un contatto erosivo. Si intercalano livelli di micriti con gasteropodi e livelli ricchi di oncoidi. Nel settore centrale prevale la componente calcarenitica a testimoniare una diretta connessione con le aree di margine. Lo spessore complessivo è valutabile intorno a 400 m.

Successione mesozoica in facies di margine di piattaforma carbonatica (B)

I termini affiorano nel settore centrale lungo tutta la dorsale della Montagna Grande dove si riscontrano delle eteropie con termini in facies di piattaforma carbonatica del Giurassico superiore – Cretacico inferiore (Rosa Pinnola); nel settore settentrionale (M. Mezzana) si individuano, infine, contatti erosivi ed eteropie con termini in facies di scarpata prossimale.

Le unità riferibili alle facies di piattaforma ed affioranti nel settore investigato sono le seguenti:

- calcareniti a echinodermi e coralli (ECO);
- calcari a ellipsactinie (ELL);
- calcari a coralli e diceratidi (CCD)

Le successioni in facies di margine di piattaforma sono interrotte verso l'alto da un passaggio graduale a unità riferibili a facies di scarpata prossimale del Cretacico inferiore o superiore o, in alcuni casi, da un contatto erosivo con i termini in facies di scarpata o direttamente con la successione cenozoica; in questo caso si verifica su diverse unità. Si evidenzia, in sintesi, una paleogeografia molto articolata delle aree di margine di piattaforma, con importanti fasi di erosione, che hanno portato all'elisione di intere porzioni di successioni, e con la presenza di aree che potrebbero aver funzionato da by pass tra l'area di piattaforma e la scarpata per lunghi intervalli di tempo, o potrebbero essere state interessate da fenomeni di tettonica sin-sedimentaria.

- ECO Calcareniti a Echinodermi e Coralli *Giurassico medio p.p. – superiore p.p. (Bajociano p.p. – Oxfordiano p.p.)*

Le calcareniti a echinodermi e coralli affiorano alla base del versante occidentale della Montagna Grande, in genere con ampia estensione e spessori elevati. Sono costituite da calcareniti spesso marcatamente porose e calcareniti oolitiche; si intercalano calciruditi bioclastiche a matrice micritica, poco elaborate e ricche in frammenti di echinodermi tra cui, in particolare, articoli di crinoidi ed echinidi; sono disposti in strati spessi e mal stratificati. Il litotipo principale è alternato a calcareniti e a spesse lenti di calcari organogeni in assetto massivo, ricche in coralli ed echinodermi, che formano bioerme di piccole-medie dimensioni (patch – reef). Lo spessore è variabile e non è osservabile nella sua estensione massima, per motivi stratigrafici o tettonici. Nel settore centrale raggiunge un valore di almeno 600 m; gli spessori si riducono notevolmente verso nord (250 – 350 m) sia per la presenza dell'unità oolitica (UOO), sia per i contatti erosivi con i termini in facies di scarpata.

- **ELL Calcari a Ellipsactinie** *Giurassico superiore p.p. (Oxfordiano p.p. – Titoniano p.p.)*

I calcari a ellipsactinie affiorano diffusamente nella parte sommitale e lungo il versante orientale della dorsale della Montagna Grande (M. Mezzana, M. Miglio); nel settore centrale sono caratterizzati da una litofacies oolitica (ELL_a) (M. Argatone). L'unità è costituita da calcareniti di colore biancastro intra e bioclastiche e calciruditi da bianche a nocciola chiaro ricche in idrozoi (tra cui frequente *Ellipsactinia* sp.), coralli gasteropodi (tra cui nerinee) e crinoidi. Sono disposti in strati spessi o mal stratificati. Lo spessore è variabile fino a 500 – 600 m.

- **CCD Calcari a coralli e Diceratidi** *Neocomiano (Berriasiano – Barremiano p.p.)*

La litologia è costituita da calcareniti e calciruditi bioclastiche, mal stratificate, di colore biancastro, talora cristalline. Sono presenti con estensione limitata sul versante occidentale delle Gole del Sagittario, non accessibile per la presenza di ampie scarpate in roccia a forte acclività, dove si osserva un passaggio da facies di piattaforma alla sommità del versante, a facies di scarpata prossimale sul fondovalle. Lo spessore è modesto e non raggiunge i 100 m.

Successione mesozoica in facies di scarpata - bacino (C)

Sulle dorsali minori lungo la valle del Fiume Sagittario e a nord-ovest di Serra Palancara, affiorano successioni molto eterogenee costituite da termini ricchi in intercalazioni detritiche, in livelli conglomeratici e di corpi di megabrecce, riferibili a facies di scarpata prossimale caratterizzate da rapide variazioni ed eteropie laterali, testimoni di una paleogeografia molto articolata.

Le formazioni riferibili alle facies di scarpata - bacino ed affioranti nel settore investigato sono le seguenti:

- calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi (CRF);
- calcari cristallini a echinodermi e coralli (ECC);
- calcari bioclastici superiori (BLS);
- calcareniti e calciruditi a Fucoidi (CCF)
- calcari cristallini (CTN).

- **CRF Calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi** *Giurassico inferiore – Giurassico superiore (Kimmeridgiano p.p. – Titoniano sup.)*

Le calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi affiorano nella parte settentrionale della Montagna Grande, a nord ovest di Serra Palancara. Si tratta di mudstones, wackestones nocciola con filaments e paskstones a ooidi, peloidi e bioclasti in strati da sottili a medi, cui si intercalano straterelli e lenti di selce grigia e biancastra. Tali litotipi sono organizzati in cicli maggiori definiti dalla tendenza all'aumento dello spessore degli strati e della granulometria. Lo spessore varia tra 100 e 400 m.

- **ECC Calcari cristallini ad Echinodermi e coralli** Giurassico superiore – Cretacico inferiore p.p. (Titoniano p.p. – Barremiano)

I calcari cristallini ad echinodermi e coralli costituiscono l'ossatura della parte settentrionale della dorsale della Montagna Grande e affiorano diffusamente su Serra Palancara, M. Mezzana e lungo le Gole del Sagittario. Si tratta di calcareniti e calciruditi bioclastiche, con intercalazioni di calcari saccaroidi biancastri, in banchi da decimetrici a metrici, a luoghi a stratificazione indistinta, prevalenti nella parte bassa. Si intercalano livelli di breccie calcaree eterometriche a clasti angolosi e sub angolosi, con matrice calcarenitica. Nella parte alta, particolarmente nel settore settentrionale, si individuano calcareniti con intercalazioni di calcari micritici pelagici biancastri; questi sono distinti in un membro calcarenitico (ECC₁) con intercalazioni micritiche. Nella zona delle Gole del fiume Sagittario tale unità presenta rapporti di eteropia con i calcari ciclotemici a gasteropodi (CCG) che evidenzia il passaggio a facies di piattaforma interna muovendosi verso SO. Lo spessore è variabile e può raggiungere i 400 – 500 m.

- **BLS Calcari bioclastici superiori** Cretacico inf. p.p. – Cretacico sup. p.p. (Aptiano - Cenomaniano p.p.)

Affiorano essenzialmente lungo la valle del fiume Sagittario. Sono costituiti da calcareniti e calciruditi essenzialmente bioclastiche di colore biancastro con granulometria variabile. Tali litotipi sono mal stratificati o disposti in strati di spessore da decimetrico a metrico. Lo spessore è variabile intorno a 100 m.

- **CCF Calcareniti e calciruditi a fucoidi** Cretacico inferiore p.p. – Cretacico superiore (Aptiano - Cenomaniano p.p.)

Le calcareniti e calciruditi a fucoidi affiorano nel settore settentrionale tra Serra Palancara e Colle Romano. Lo spessore è estremamente variabile, ma comunque tra poche decine di metri e circa 200 m. Sono stati riconosciuti tre membri sovrapposti stratigraficamente, di cui solo il membro inferiore (CCF₁), che rappresenta l'intervallo detritico di base, e quello superiore (CCF₃) sono affioranti.

- **CTN Calcari cristallini** Cretacico superiore – Paleogene (Cenomaniano – Paleocene p.p.)

I calcari cristallini affiorano diffusamente lungo tutta la valle del F. Sagittario, sul versante orientale del M. Mezzana e nel settore settentrionale. Dal punto di vista litologico sono distinte una litofacies saccaroide (CTN_a) e una litofacies calciruditica (CTN_d). L'unità nel suo complesso si sviluppa da O verso E in contatto discordante sopra i termini in facies di margine del Giurassico con una netta evoluzione verso ambienti di avanscogliera e scarpata prossimale. Lo spessore è variabile da poche decine di metri fino a 300 m.

Successione cenozoica in facies di rampa carbonatica e scarpata

I sedimenti calcarei del Cenozoico possono essere riferiti a un ambiente di rampa carbonatica, che verso i settori nord orientali passa a ambienti di scarpata (Gole del fiume Sagittario); la sequenza dei diversi termini e litofacies può variare sia verticalmente che lateralmente con grande rapidità mediante discordanze e

brusche eteropie laterali (Figura 5.4). La variabilità delle serie stratigrafiche riconosciute testimonia un'estrema articolazione del contesto paleogeografico in cui avveniva la deposizione (ACCORDI et alii, 1969; ACCORDI et alii, 1988; DAMIANI et alii, 1992; CIPOLLARI & COSENTINO, 1995; CIVITELLI & BRANDANO, 2005).

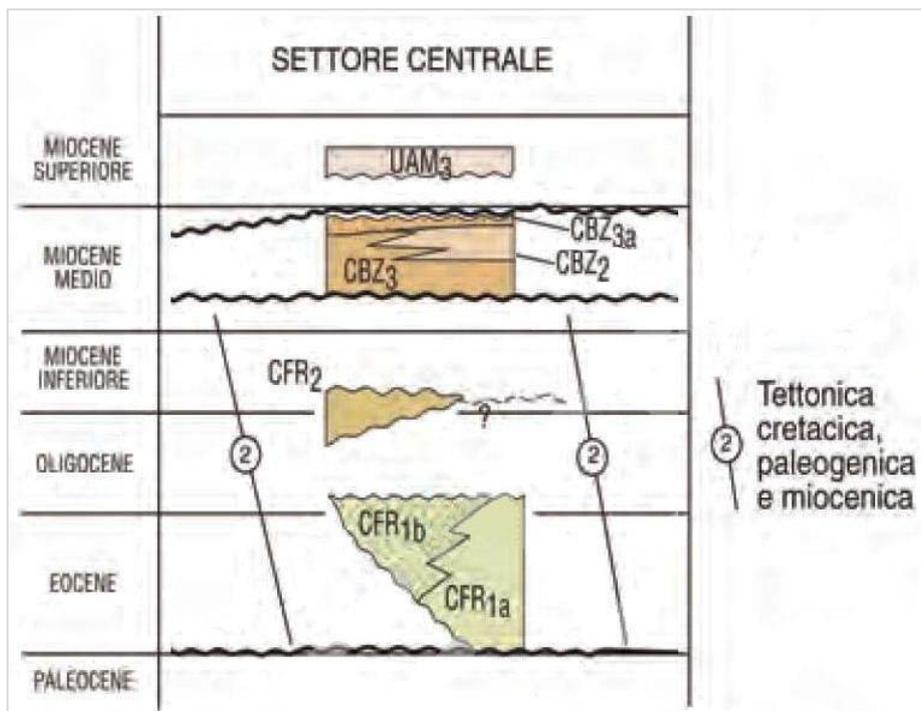


Figura 5.6 - Schema stratigrafico della successione carbonatica cenozoica (modificato, da http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/378_Scanno.pdf)

La successione cenozoica affiorante nell'area di studio è suddivisa in tre unità principali a loro volta distinte in diversi membri:

- calcareniti a macroforaminiferi (CFR);
 - calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR₁);
 - calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂);
- calcari a briozoi e litotamni (CBZ);
 - calcareniti a punti rossi (CBZ₂);
 - calcareniti a briozoi (CBZ₃);
- unità argillosa marnosa (UAM);
 - marne a *Cylindrites* (UAM₂);
 - argille a *Orbulina* (UAM₃).

L'ultima unità (UAM) comprende i termini argilloso marnosi che poggiano sul tetto della successione carbonatica e precedono l'inizio del coinvolgimento dell'area nella strutturazione dell'orogene.

- *CFR Calcareniti a macroforaminiferi*

Le calcareniti a macroforaminiferi affiorano lungo i versanti orientali o sulla cresta dei rilievi lungo la valle del fiume Sagittario (M. Mezzana) con spessore ridotto dei depositi, sempre nell'ordine dei metri o delle

decine di metri e, in maniera diffusa, nel settore settentrionale. Sulla base del contenuto fossilifero e delle caratteristiche delle litofacies sono stati distinti due membri:

- calcareniti a nummuliti e discocycline (CFR₁);
- calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂).

I limiti inferiore e superiore sono sempre segnati da contatti erosivi paraconcordanti rispettivamente con termini della successione mesozoica (facies di margine o scarpata) e con termini oligo – miocenici della successione cenozoica. Anche il limite tra i due membri è definito da un limite inconforme.

- CFR₁ Calcareniti a Nummuliti e Discocycline Paleogene (Eocene p.p. – Oligocene p.p.)

Le calcareniti a nummuliti e discocycline sono costituite da una litofacies conglomeratica con megabrecce (CRF_{1a}) e una litofacies calcarenitica (CRF_{1b}). Complessivamente tale unità è da riferire a un ambiente di rampa carbonatica (CRF_{1b}) e scarpata (CRF_{1a}), caratterizzate da una paleogeografia molto articolata.

Lo spessore è variabile, da pochi metri a circa 100 m.

- CFR₂ Calcareniti a Miogypsine e Lepidocycline Paleogene - Neogene (Oligocene superiore – Miocene inferiore)

Le calcareniti a miogypsine e lepidocycline (CFR₂) affiorano in maniera limitata nella zona di Anversa degli Abruzzi e Castrovalva e diffusamente nel versante orientale del settore posto più a settentrione. Sono costituite da calcareniti bio–intraclastiche di colore grigio e biancastro, ben stratificate, con livelli e spesse bancate di calcareniti e calciruditi bioclastiche grossolane ricche in macroforaminiferi disposti in maniera fluitata che spesso assumono importanza litogenetica. Anche in questo caso l'ambiente è da riferire ad un contesto di rampa e scarpata. Lo spessore è variabile, da pochi metri a circa 100 m.

- CBZ Calcari a Briozoi e Litotamni

I calcari a briozoi e litotamni affiorano prevalentemente lungo i versanti orientali dei rilievi e sul versante occidentale nella settore settentrionale. Segnano il passaggio ad un generale ambiente di rampa carbonatica in tutta l'area e, sulla base di caratteristiche litologiche e contenuto fossilifero, sono stati riconosciuti e distinti due membri:

- calcareniti a punti rossi (CBZ₂);
- calcareniti a briozoi (CBZ₃).

- CBZ₂ Calcareniti a punti rossi Miocene medio

Sono costituite da calcareniti bioclastiche, calcari marnosi e calcari micritici con foraminiferi planctonici. Lo spessore è variabile da pochi metri a circa 100 m.

- CBZ₃ Calcareniti a briozoi Miocene medio

Le calcareniti a briozoi poggiano su termini paleogenici in facies di scarpata. Sono costituite da calcareniti bioclastiche grossolane, da grigio – verdognole a bianche e avana, e da calcareniti organogene a briozoi; sono mal stratificate in strati spessi o, nella parte alta, ben stratificate in strati da decimetrici a metrici. Il limite inferiore è costituito da un contatto netto erosivo, spesso visibile all'interno di uno stesso strato, con una superficie irregolare e ondulata con la presenza di piccoli filoncelli; alla base si individua

frequentemente un livello ricchissimo in briozoi. Tale limite è riferibile in generale all'ampia trasgressione miocenica che caratterizza l'Appennino centrale (CIPOLLARI & COSENTINO, 1995). L'ambiente è schiettamente riferibile a una rampa carbonatica. Lo spessore è variabile, da pochi metri a circa 150 m.

- UAM Unità argilloso marnosa Miocene medio – Miocene superiore p.p.

Questa unità comprende gli ultimi termini della successione pre – orogenica e segna la chiusura definitiva della sedimentazione carbonatica pre – orogenica e il passaggio alla successione torbiditica sin – orogenica; il limite inferiore è generalmente paraconcordante e caratterizzato da una interruzione della sedimentazione o da un forte rallentamento della sedimentazione evidenziato anche dalla presenza di livelli ricchi in glauconite al tetto delle unità sottostanti; il limite superiore è segnato dal brusco aumento dei termini arenaceo pelitici che caratterizzano la successione sin–orogenica.

Sono stati rilevati e distinti due membri, in rapporti di sovrapposizione e di parziale eteropia laterale:

- marne a *Cylindrites* (UAM₂);
- argille a *Orbulina* (UAM₃).

- UAM₂ Marne a *Cylindrites* Miocene superiore p.p.

Affiorano in lembi generalmente limitati nell'area tra Castrovalva e Cocullo. Sono costituite da calcareniti bioclastiche fini, talora porose, e calcari marnosi a tessitura packstone e wackestone, mal stratificati o disposti in strati di spessore metrico, passanti verso l'alto a marne e marne calcaree ricche in glauconite e tracce fossili (*Cylindrites*). Lo spessore osservato è variabile da pochi metri a oltre 50 m.

- UAM₃ Argille a *Orbulina* Miocene medio p.p. – Miocene superiore p.p.

Affiorano in lembi limitati e spesso in contatto tettonico sia con i termini più antichi della successione carbonatica pre – orogenica, sia con i termini della successione terrigena sin – orogenica. Sono costituite da calcari marnosi bianco – avana e marne calcaree grigio – avana, con intercalazioni di marne grigiastre e sottili livelli argillosi grigio – plumbei; sono organizzate in strati centimetrici e decimetrici. Nella parte alta divengono via via prevalenti i termini francamente argillosi. Lo spessore è generalmente modesto, nell'ordine di 10 – 20 m.

SUCCESSIONI SIN E TARDO – OROGENICHE

I depositi delle successioni sin – orogenica e tardo – orogenica sono costituiti da unità di natura pelitico – arenacea e conglomeratica in complessi rapporti tettonici e stratigrafici con i termini delle successioni pre – orogeniche e post–orogeniche. Tali unità affiorano ampiamente lungo la principale valle del fiume Sagittario e, per quanto riguarda i depositi conglomeratici, affiorano in lembi sulla dorsale del M. Mezzana.

I rilievi effettuati consentono una distinzione dei depositi in due unità:

- complesso torbiditico alto miocenico laziale – abruzzese (UAP);
- conglomerati di Le Vicenne (VNN).

Il complesso torbiditico alto miocenico laziale – abruzzese, costituito dall'unità arenaceo pelitica, comprende i termini riferibili a un contesto geodinamico di avanfossa, sviluppatasi nelle aree di catena, tra il Lazio e l'Abruzzo, durante le fasi di strutturazione dell'orogene. I conglomerati di Le Vicenne comprendono i depositi conglomeratici in rapporti di discordanza angolare su diversi termini delle successioni pre-orogeniche e si sono sedimentati nelle fasi tardive dell'orogenesi in piccoli bacini residui (COLACICCHI *et alii*, 1967).

Presso il paese di Anversa degli Abruzzi affiorano nella valle del fiume Sagittario delle peliti grigio scure fetide con livelli contenenti gesso in frammenti in cui si intercalano livelli di gessi cristallini (attribuiti al Messiniano superiore evaporitico) che passano a una successione pelitica (attribuita al Messiniano superiore post evaporitico; PATACCA *et alii*, 1991); tale affioramento è però in rapporti tettonici non chiari con le successioni pelitico – arenacee affioranti sia verso est, sia verso ovest e verso sud.

Anche i depositi conglomeratici tardo – orogenici (Le Vicenne) sono stati analizzati in dettaglio e attribuiti a depositi di “thrust top basin” del Messiniano, fase “lago – mare” successiva all'evento a gessi, in discordanza angolare sulle successioni pre – orogeniche indicando come l'area marsicana fosse, in questa fase, già coinvolta nella strutturazione della catena mentre i settori più orientali permanevano in contesto di avanfossa (CIPOLLARI *et alii*, 1999).

Tali considerazioni hanno portato gli autori a separare i depositi sin – orogenici presenti nelle aree circostanti da quelli di Anversa degli Abruzzi riferendoli a domini di avanfossa differenti e diacroni, rispettivamente del Messiniano inferiore – Messiniano superiore “evento a gessi” e del Messiniano superiore “lago – mare” – Pliocene inferiore. Nell'area di Anversa degli Abruzzi depositi sin –orogenici riferibili ai due intervalli temporali sarebbero accostati per cause tettoniche legate al coinvolgimento dell'area in una intensa tettonica trascorrente.

- UAP *Complesso torbiditico alto miocenico laziale-abruzzese*

Comprende un'unità arenaceo pelitica affiorante lungo le valli principali. Le caratteristiche litostratigrafiche dei depositi sono generalmente omogenee, ma si differenziano sostanzialmente in alcune zone. È stato quindi possibile suddividere l'unità in diverse litofacies:

- associazione arenaceo pelitica I (UAP_a);
- associazione arenaceo pelitica II (UAP_b);
- associazione gessarenitica (UAP_f).

- UAP_a *Associazione arenaceo pelitica I Miocene superiore p.p.*

Affiora in parte lungo l'alta valle del fiume Sagittario. È costituita da argilla grigio–azzurra passante verso l'alto ad argilla siltosa grigia sottilmente stratificata a cui si intercala una sottile alternanza di argilla scura e arenaria giallo–ocra debolmente cementata. Gli spessori osservabili sono difficilmente valutabili per la deformazione subita dai depositi ma sembrano attestarsi intorno a 400 – 500 m.

- UAP_d *Associazione arenaceo pelitica II Miocene sup. p.p. (Messiniano inferiore pre – evaporitico)*

Questa associazione affiora unicamente nel settore settentrionale della valle del fiume Sagittario nell'area di Anversa degli Abruzzi. È costituita da arenarie grigie o avana, compatte, in strati decimetrici; si

intercalano a più livelli argille grigio–azzurre sottilmente stratificate, argille limose e sabbiose. o spessore massimo osservato è di circa 200 m.

- UAP_f Associazione gessarenitica Miocene superiore p.p. (Messiniano p.p. evaporitico)

Affiora nei pressi di Anversa degli Abruzzi, sul versante orientale della valle del fiume Sagittario. Si tratta di un'alternanza di argilla plumbea ed argilla debolmente siltosa grigia, fetida e ben stratificata, caratterizzata a luoghi da una laminazione incrociata; sono frequenti le intercalazioni millimetriche di gesso alabastrino. Localmente si rinvencono inclusi carboniosi anche di dimensioni centimetriche. Verso l'alto si passa a un'alternanza di argilla siltosa grigia ed arenaria giallo–ocra, laminate e con lenti di gessarenite giallastra da fine a grossolana. Al suo interno presenta intercalazioni di spessore metrico o decametrico (per uno spessore fino a 30 m) costituite di gessi cristallini, con cristalli da millimetrici a centimetrici, e di gessarenite compatta di colore bianco–avana a granulometria medio–fine. Lo spessore misurato è di circa 200 m ma la intensa tettonica che interessa l'area di affioramento non consente una precisa valutazione degli spessori reali.

- VNN Conglomerati di Le Vicenne Miocene superiore p.p.

Questa unità comprende diversi depositi di natura essenzialmente conglomeratica (con rare intercalazioni sabbiose, limose o argillose), di estensione limitata, in contatto erosivo con discordanza angolare su diversi termini delle successioni carbonatiche pre – orogeniche. Tali depositi si rinvencono nella zona di Bocca Mezzana. Dal punto di vista litologico si individuano alternanze di conglomerati poligenici e arenarie calcaree, con intercalazioni di livelli argilloso – sabbiosi. I conglomerati sono eterometrici, da millimetrici a decimetrici, da mediamente a ben cementati, disposti in strati e banchi di spessore fino a qualche metro; la matrice, da scarsa ad abbondante, è di natura calcarenitica o argilloso marnosa. I clasti sono di natura calcarenitica ed arenitica e sono provenienti dalle serie locali; a luoghi si individuano clasti di pietra paesina, estranei alle serie locali e di provenienza da settori tirrenici; sono da sub – arrotondati ad arrotondati, a luoghi sub – angolosi, localmente embricati. A diverse altezze sono presenti intercalazioni centimetri che e decimetri che di argilla debolmente siltosa grigio – verdastra. Il limite inferiore è costituito da un contatto erosivo con discordanza angolare su vari termini della successione pre – orogenica. Il massimo spessore misurato è di 20 m.

5.2.2 ASSETTO STRUTTURALE

L'assetto strutturale attuale del settore settentrionale della Montagna Grande, oggetto del presente studio, è interessato da elementi giurassici ad andamento NO-SE, precedenti a quelli della successiva tettonica compressiva, che hanno condizionato la sedimentazione determinando brusche variazioni di facies giustificate da fenomeni di annegamento differenziato legati a movimenti verticali.

Nell'area in esame, a differenza di altre aree dell'Appennino, non ci sono evidenze nette di riutilizzazione di questi piani tettonici; la sedimentazione successiva dal Giurassico superiore al Cretacico, ha infatti progressivamente cambiato la paleogeografia; l'area ha subito nuovi movimenti verticali e tali settori sono divenuti aree di rampa carbonatica tra il Paleogene e il Miocene e sono poi stati coinvolti nei domini di avanfossa obliterando la tettonica precedente (Regione Abruzzo, in stampa).

Evidenze di tettonica sin sedimentaria nell'intervallo compreso tra il Cretacico e il Miocene inferiore, sono da ricercare nella estrema eterogeneità delle successioni stratigrafiche che registrano brusche variazioni di facies e spessori, e contatti erosivi irregolari e articolati che, anche in questo caso, possono essere giustificati con il verificarsi di movimenti verticali e basculamenti di origine tettonica, con le porzioni meridionali più sollevate ed erose rispetto alle porzioni centrali e settentrionali. Infatti nel settore della Montagna Grande le unità in facies di scarpata prossimale del Cretacico superiore (CTN) o del Paleogene (CFR) sono in contatto erosivo sui termini in facies di margine del Giurassico superiore (ELL) o del Giurassico medio (ECO), con lacune molto estese e di entità differente anche su blocchi contigui. Più in generale, muovendosi da sud verso nord, le lacune si riducono via via e compaiono i termini della successione del Cretacico inferiore e del Cretacico superiore con spessori progressivamente maggiori, fino ad arrivare nella zona di Anversa degli Abruzzi con una successione caratterizzata da frequenti discontinuità ma completa di tutti i termini fino al Miocene medio.

Evidenze di movimenti verticali di natura tettonica si hanno anche per tutto il Paleogene e la base del Miocene: tale situazione permetteva il persistere di una dorsale o una serie di blocchi a sollevamento differenziato che delimitavano un bacino che, per quanto irregolare e articolato, si apriva progressivamente verso nord, dove le successioni paleogeniche sono più ampie e rappresentate (COLACICCHI, 1967).

L'unità della Montagna Grande è caratterizzata da una serie di dorsali calcaree allineate in direzione NNO-SSE o NO-SE, costituite da monoclinali con immersione generale verso NE. La direzione degli strati varia da NO-SE (lato occidentale) a circa NNO-SSE (settore orientale e settentrionale). L'inclinazione varia da una decina di gradi verso NE (localmente sul fianco occidentale) fino alla verticale nella zona delle Gole del Sagittario. L'immersione è sempre verso NE ed E. Gli elementi caratteristici che delimitano l'unità sono la *linea tettonica Alto Sangro-Giovenco*, ad Ovest, e il Sovrascorrimento del T. Tasso (già noto in letteratura come *Linea Val Ciavolara-Tasso-Sagittario*, MICCADEI, 1993). Quest'ultima, a direzione N-S o NNO-SSE e che delimita il fianco orientale, determina la sovrapposizione dei depositi carbonatici su quelli sin-orogenici dell'Unità arenaceo pelitica (UAP). Numerose sono le evidenze di complicazioni su questo piano di faglia a basso angolo, che localmente alcuni indizi cinematici suggeriscono corrispondere ad una zona di taglio con movimento orizzontale.

Verso Nord l'unità è delimitata da un sistema di piani di taglio molto complesso con l'intersezione di piani concordi come direzione ma a diversa inclinazione e con la sovrapposizione di cinematiche diverse, riferibili a movimenti compressivi su retroscorrimenti e transpressivi. Il contatto si segue verso nord fino a Cocullo ed è ulteriormente complicato dalla presenza di ampi piani di faglia con direzione NO-SE ed immersione verso SO e con caratteristiche cinematiche prevalentemente distensive.

Il settore settentrionale della dorsale carbonatica della Montagna Grande è caratterizzato da una piega con tipica geometria a scatola, ad andamento assiale NNW-SSE e con terminazione periclinale settentrionale. I fianchi risultano dislocati da motivi inversi e faglie normali ad andamento parallelo alla direzione assiale della piega stessa e da faglie a direzione NW-SE, per le quali si evidenzia una principale componente trascorrente con cinematica destra. Il fianco occidentale è da verticale a rovesciato con vergenza WSW e dislocato da retro scorrimenti con rigetto modesto. Nel fianco orientale affiora la successione mesozoica in facies di transizione margine-scarpata, cui seguono le formazioni cenozoiche in facies di piattaforma aperta-rampa. Questo fianco tende a rovesciarsi con vergenza ENE ed è dislocato da piani inversi avanvergenti, osservabili a Nord-Ovest di Casale, dove le calcareniti a punti rosii sono sovrapposte alle marne a *Cylindrites* tramite un piano inverso con esiguo rigetto: detto motivo inverso è visibile a Sud di Cocullo.

I motivi inversi avanvergenti e retrovergenti che dislocano rispettivamente il fianco orientale e quello occidentale costituiscono con i piani inversi posti subito ad Est (retro scorrimento di Cocullo) ed a Ovest (sovrascorrimento di Carrito) due strutture triangolari. Nei footwall di detti motivi triangolari affiorano i depositi silicoclastici dell'avanfossa messiniana pre e sin-evaporitica, mentre il nucleo affiorante della piega è costituito dalla successione di scarpata prossimale, passante verso NW a quella di scarpata-bacino.

In particolare il nucleo affiorante dell'anticlinale è costituito dalle calcareniti e calcari a radiolari e resti filamentosi del Giurassico medio-superiore, affioranti fra Vallone San Giorgio e Fosso Palancaro, mentre a Vallone San Giorgio tali litotipi mostrano una giacitura che da sub orizzontale tende ad immergere verso E man mano che ci si sposta ad oriente, fino a passare ai soprastanti calcari cristallini ad echinodermi e coralli e quindi alle calcareniti e calciruditi a fucoidi del Cretaceo inferiore che costituiscono l'area di cresta ed il fianco orientale della piega. Complessivamente la direzione assiale della piega è compresa fra N160° e N150°. In questo settore, la zona di cresta dell'anticlinale è complicata da sistemi di faglie a prevalenti direzioni N-S ed E-W, ai quali sono spesso associate fasce cataclastiche. Fra queste si ricorda la faglia ad andamento N-S di Serra Palancara con componente inversa, e la faglia circa E-W affiorante sempre nei pressi di Serra Palancara che mostra una cinematica complessa, con strie a forte componente trascorrente e strie trans tensive destre immergenti a NNE.

Verso Ovest l'anticlinale è, invece, troncata da un sistema di faglie dirette, noto come *linea tettonica Alto Sangro-Giovenco*, che ribassa ad occidente il fianco interno della piega. Tale sistema estensionale è orientato circa NNW-SSE e si segue per diversi km. La continuità di tale fianco della piega è localmente interrotta da faglie inverse retrovergenti.

Verso Nord la piega mostra una terminazione periclinale (Cima della Selva) ed assume un andamento assiale N-S; qui affiorano i termini carbonatici compresi tra il Cretacico superiore ed il Miocene medio. La struttura è disarticolata da faglie ad andamento NNW-SSE ed E-W.

L'individuazione della terminazione periclinale dell'anticlinale della Montagna Grande-Cima della Selva ed il radicamento verso nord delle strutture triangolari tra detta piega ed i contigui elementi (anticlinale di M. Prezza, quale settore settentrionale della struttura del M. Genzana) consentono di considerare la successione di margine-scarpata prossimale della Montagna Grande interposta tra la Piattaforma della Marsica orientale ed il Bacino/Scarpata del Genzana (REGIONE ABRUZZO, 2006), come sostenuto da COLACICCHI & PRATURLON (1965) e da PACE *et alii* (2001). Tali elementi sono pertanto in disaccordo con l'ipotesi della finestra tettonica della Montagna Grande, proposta da PATACCA *et alii* nel 1991, che prevede un'importante entità di accavallamento tra la Montagna Grande e il Monte Genzana con elisione del bacino pelagico interposto.

5.2.3 ASSETTO IDROGEOLOGICO

Lo studio dell'assetto geologico-stratigrafico e strutturale (cft. Paragrafi 5.2.1 e 5.2.2), unitamente ai risultati dello studio condotto nell'alto bacino carbonatico del fiume Sagittario (cft. Paragrafo 5.3) ha permesso di individuare l'estensione del bacino idrogeologico dell'acquifero che alimenta il gruppo sorgivo del Cavuto.

Si tratta di un'area di circa 53,2 Km², che rappresenta il settore settentrionale dell'idrostruttura della Montagna Grande (Figura 5.7) e che si estende in senso longitudinale tra le pendici settentrionali del rilievo di Monte della Selva (1384 m s.l.m.), a Nord, e le pendici meridionali di Monte Miglio (1711 m s.l.m.), a Sud; trasversalmente i limiti del bacino sono rappresentati dai versanti occidentali ed orientali della dorsale costituita dai rilievi di Serra Palancara (1468 m s.l.m.) e Monte Mezzana (1790 m s.l.m.). Infine, verso Sud-Est il limite è rappresentato dalla dorsale di Colle S. Martino (1247 m. s.l.m.) e di Colle S. Michele (847 m s.l.m.), posta in riva destra del corso del fiume Sagittario nel tratto compreso tra il lago di San Domenico e Anversa degli Abruzzi.

I limiti occidentale e orientale sono rappresentati da importanti elementi strutturali, quali la *linea tettonica Alto Sangro-Giovenco*, ad Ovest, e il Sovrascorrimento del T. Tasso (o *Linea Val Ciavolara-Tasso-Sagittario*) ad Est. Localmente il limite orientale è rappresentato dal contatto tra i depositi carbonatici miocenici e i depositi torbiditici sinorogenici, argilloso-marnosi e arenaceo-pelitici. A Nord il limite è rappresentato dalla chiusura periclinale dei termini carbonatici Cretacico-Miocenici che sono dislocati da una faglia distensiva ad andamento circa W-E.

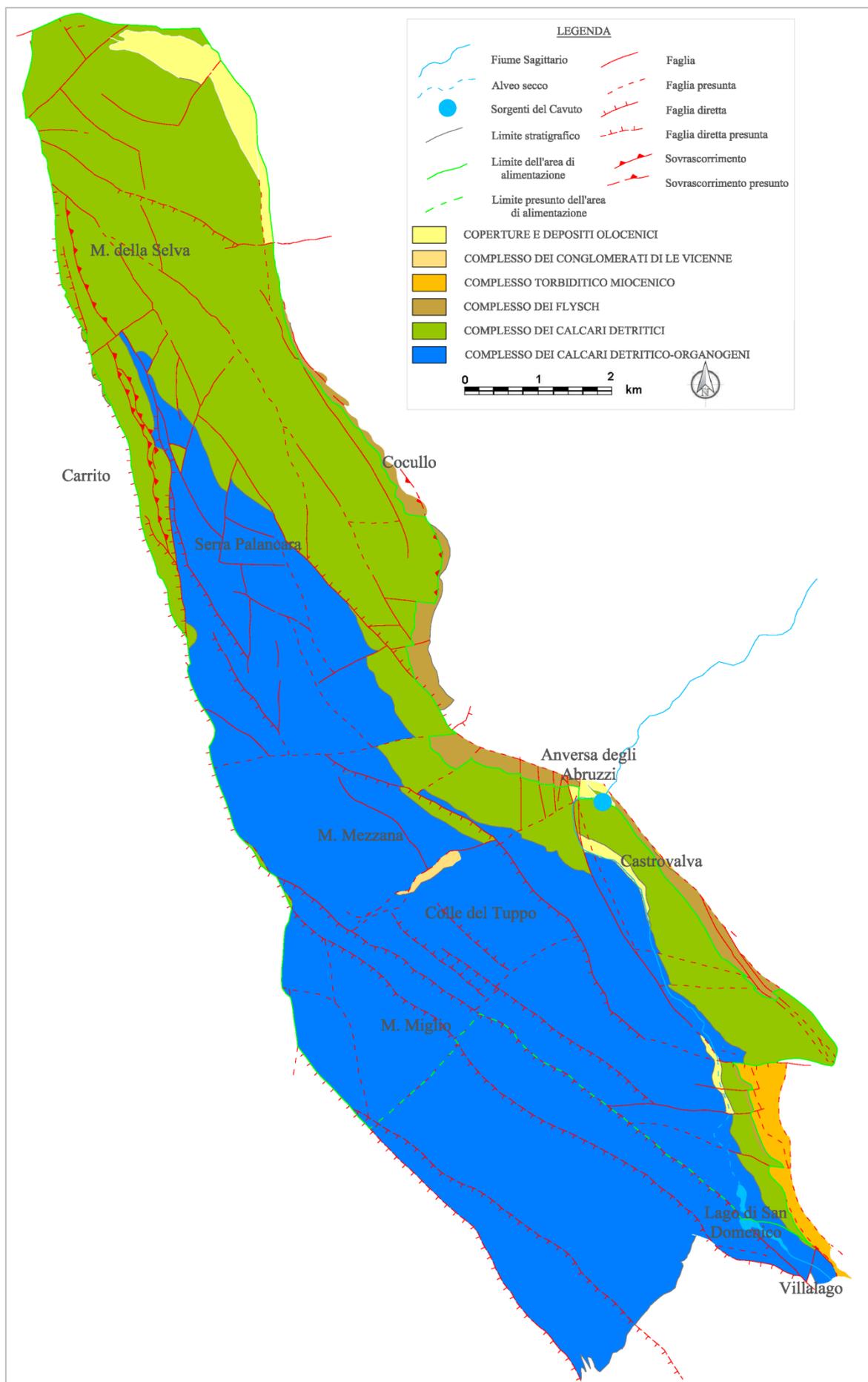


Figura 5.7 – Limite del bacino idrogeologico dell'acquifero del gruppo sorgivo del Cavuto.

Il limite meridionale del bacino, individuato sulla base di elementi strutturali a direzione prevalente NW-SE, che corrisponde in questo settore alla direzione principale della thrust orientale e delle monoclinali calcaree, e con direzione ortogonale (circa NE-SW) a quella dei principali lineamenti, rappresenta una ipotesi del probabile limite di potenziale che separa l'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto da quello del settore centrale della Montagna Grande, il cui recapito principale sono le sorgenti di Villalago e la sorgente Sega, posta presso lo sbarramento idroelettrico di San Domenico.

La circolazione dell'acquifero delle sorgenti del Cavuto avviene principalmente nel Complesso dei calcari detritico-organogeni nel settore meridionale e in quello dei calcari detritici nel settore più settentrionale.

Il **Complesso dei calcari detritico-organogeni** è costituito dalle formazioni mesozoiche in facies di piattaforma carbonatica (UCD e CCG), di margine di piattaforma carbonatica (ECO e ELL) e di scarpata-bacino (CRF e ECC). Questo complesso è dotato di permeabilità secondaria molto elevata, legata allo sviluppo di fratture e carsismo, tale da rendere del tutto trascurabile il ruscellamento.

Il **Complesso dei calcari detritici** è costituito dalle formazioni mesozoiche in facies di scarpata-bacino (BLS, CCF e CTN) e dalle formazioni cenozoiche in facies di rampa carbonatica e scarpata (CFR e CBZ). Anche per questo complesso, lo sviluppo di fratture di origine tettonica e il carsismo fanno sì che abbia una buona permeabilità secondaria.

5.3 ANALISI IDROGEOLOGICA DEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO

5.3.1 MISURE DI PORTATA

Tra Maggio 2009 e Ottobre 2010 sono state condotte delle campagne di misura della portata del fiume Cavuto nel tratto compreso tra lo sbarramento idroelettrico di San Domenico e le sorgenti del Cavuto, ubicate alle pendici dell'abitato di Anversa degli Abruzzi (AQ). Le portate misurate in campagna ed elaborate con un foglio di calcolo Excel sono riportate nella Tabella 5.1: ogni sezione di misura è indicata con una sigla indicante il corso d'acqua (Sg) e la quota della sezione di misura.

Sezione di Misura	Sg795	Sg793	Sg755	Sg685	Sg640	Sg518	Sg503	Sg498	Sg492
Quota (m s.l.m.)	795	793	755	685	640	518	503	498	492
Località	I° Rilascio ENEL San Domenico	Sagittario a valle del I° Rilascio ENEL	II° Rilascio ENEL Serrastucco	Sagittario al Ponte Sospeso	Sagittario al bivio per Castrovalva	Sagittario a monte delle sorgenti del Cavuto	Canale ENEL	Sagittario in prossimità della riserva del Cavuto	Sagittario a valle delle sorgenti del Cavuto
<i>Campagna di misura</i>	Maggio '09	50	0	321			161	1766	726
	Giugno '09	50	0	287			83	1512	356
	Luglio '09	50	0	323			138	1506	389
	Settembre '09	50	0	319			144	1415	379
	Ottobre '09	50	0	259			92	1407	345
	Marzo '10	50	0	400	261	215	192	1580	519
	Aprile '10	50	0	307	178	144	151	0	2357
	Maggio '10	50	0	340	199	203	186	0	2274
	Giugno '10	50	0	329	184	170	153	1569	389
	Luglio '10	50	0	326	179	159	166	1422	461
	Agosto '10	50	0	325	168	165	135	1483	357
Settembre '10	50	0	285	166	150	119	1490	405	
Ottobre '10	50	0	301	144	143	119	1492	407	

Tabella 5.1 – Schema delle misure di portata (in L/s) effettuate nel fiume Sagittario.

Vengono di seguito esposti i principali risultati delle campagne di misura della portata del fiume Sagittario; l'ubicazione delle sezioni è riportata in Figura 5.8.

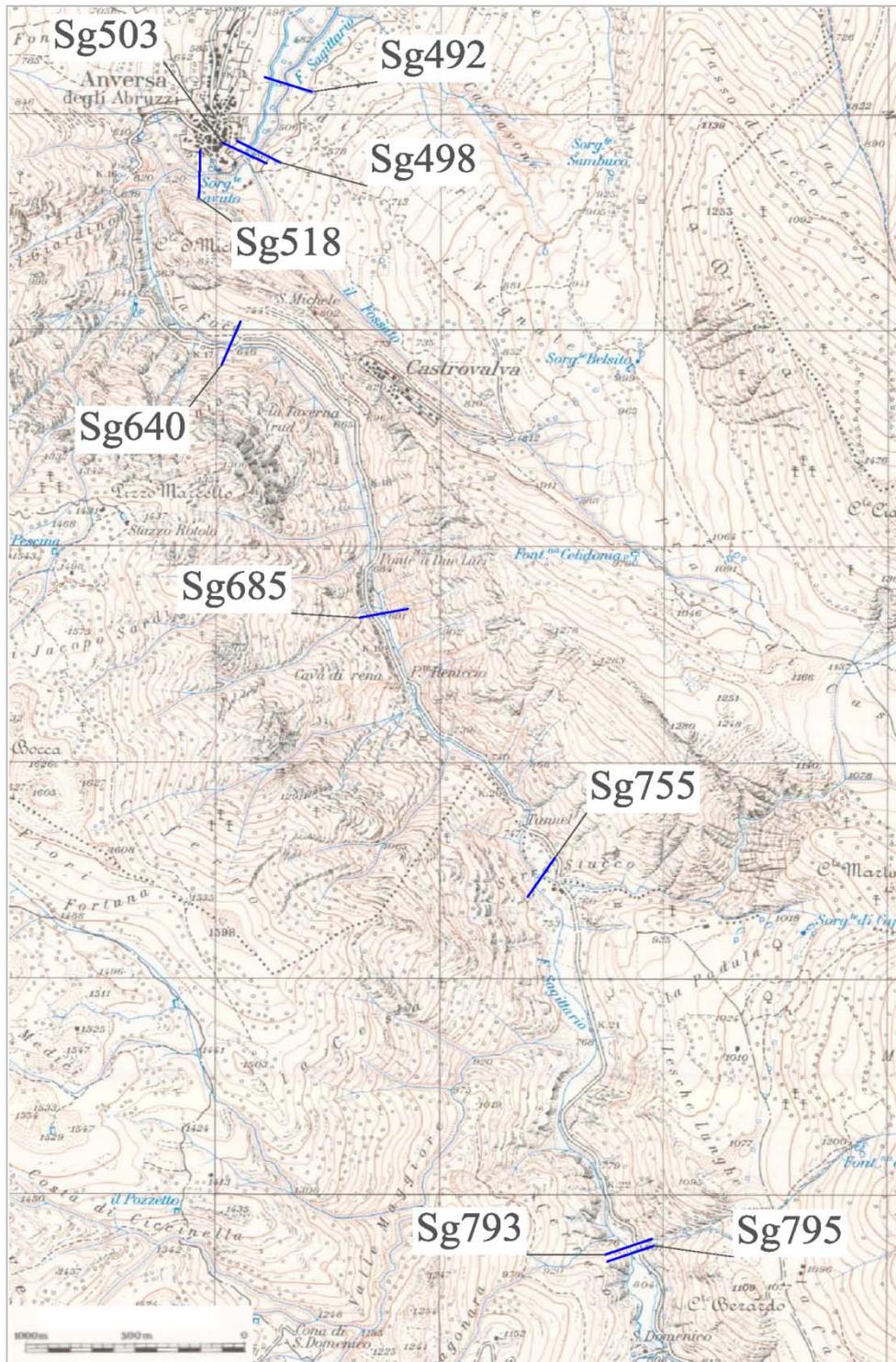


Figura 5.8 – Ubicazione delle sezioni di misura della portata nel fiume Sagittario.

In corrispondenza dell'invaso idroelettrico di San Domenico, ubicato a valle dell'abitato di Villalago, è presente un modesto rilascio, valutato in circa 50 L/s alla sezione Sg795, di cui si perde traccia nel giro di pochi metri per l'infiltrazione delle acque nel sottosuolo. Questa condizione determina che l'alveo del fiume Sagittario è secco a partire dalla sezione Sg793 fino alla località di Serrastucco, dove alla sezione Sg755 sono stati misurati i rilasci operati dall'ENEL nei diversi periodi dell'anno.

Tra Maggio 2009 e Ottobre 2010 la portata media rilasciata nell'alveo del fiume Sagittario è di 317 L/s, con valori massimi di 400 L/s misurati a Marzo 2010 e minimi di 259 L/s, misurati ad Ottobre 2009.

Nel tratto compreso tra le sezioni Sg575 e Sg518 le misure di portata hanno evidenziato un nuovo decremento in alveo variabile tra 208 (Marzo 2010) e 154 L/s (Maggio 2010), con valori medi di circa 176 L/s (Figura 5.9).

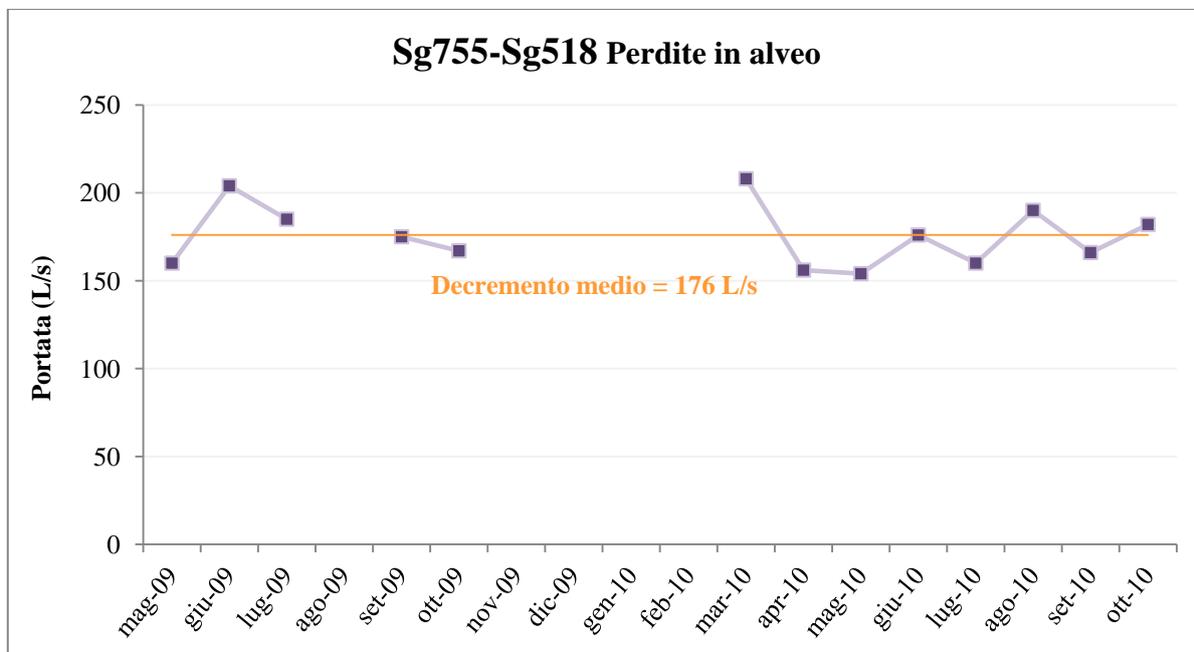


Figura 5.9 – Decremento in alveo misurato tra le sezioni Sg755 e Sg518.

Generalmente le perdite in alveo rappresentano circa il 55 % della risorsa idrica disponibile e la maggior parte delle quali (quasi il 44 %) avviene nel settore compreso tra le sezioni Sg755 e Sg685.

A valle della sezione Sg518 è presente l'oasi naturalistica del WWF presso cui scaturiscono le sorgenti del Cavuto. Questo gruppo sorgivo è costituito da diverse polle ubicate in riva destra del corso d'acqua; la situazione di emergenza è ulteriormente complicata dall'esistenza di un canale idroelettrico che preleva l'acqua direttamente dall'alveo in corrispondenza delle risorgenze.

La valutazione della portata complessiva erogata dal gruppo sorgivo è, quindi, effettuata come differenza tra la somma delle acque prelevate dal canale idroelettrico (Sg503) e della portata residua nell'alveo del Sagittario subito a valle del prelievo (Sg498), e la portata del corso d'acqua misurata a monte delle sorgenti (Sg518):

$$Q_{Cavuto} = (Sg503 - Sg498) - Sg518$$

Ne risulta che per il periodo in cui sono state effettuate le misure, la portata media erogata dal gruppo sorgivo del Cavuto è di 1859 L/s (Figura 5.10), variabile tra un massimo di 2332 L/s, misurati a Maggio 2009, e un minimo di 1650 L/s di Settembre 2009. La portata media riferita alle campagne di misura eseguite nel 2009 è di 1837 L/s, quella del 2010 è pari a 1872 L/s.

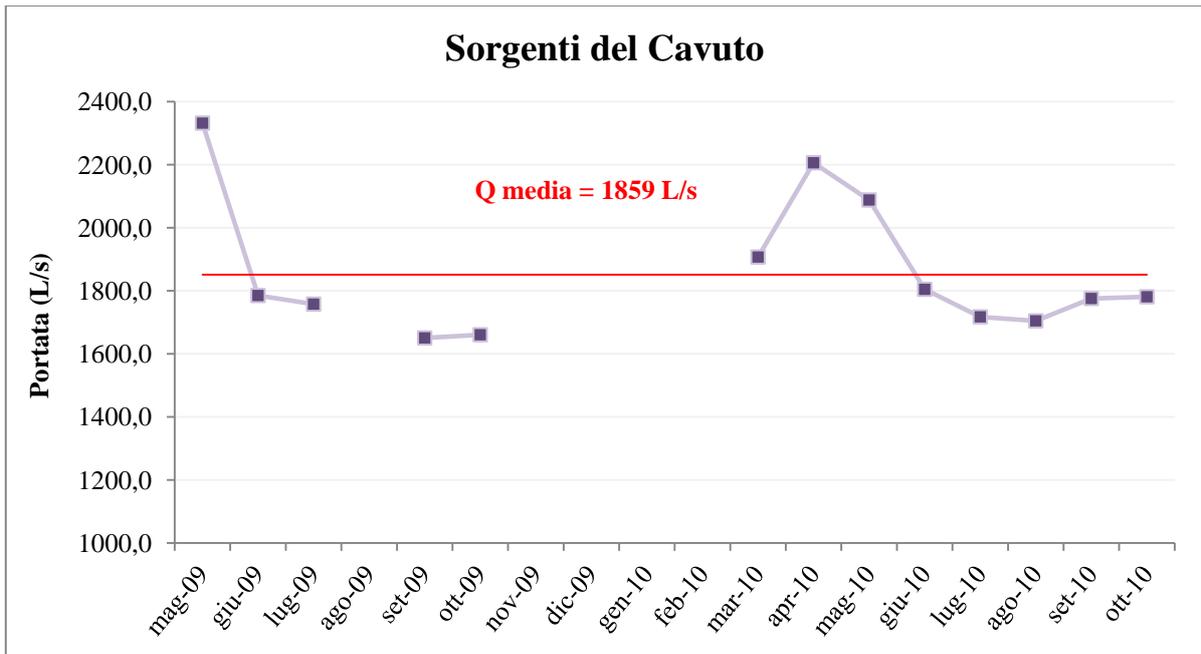


Figura 5.10 – Idrogramma relativo al gruppo sorgivo del Cavuto

Analizzando la variabilità nei due anni della portata del gruppo sorgivo, appare evidente che il periodo primaverile risulta quello in cui vengono erogate le portate maggiori, in relazione allo scioglimento delle nevi e alle piogge primaverili, mentre i valori minimi si registrano nella tarda estate o nei primi mesi dell'autunno.

L'incidenza del prelievo idroelettrico ubicato presso il gruppo sorgivo, quando attivo, è elevata: infatti vengono mediamente prelevati circa 1500 L/s che corrispondono quasi all'85% della portata erogata complessivamente (Figura 5.11).

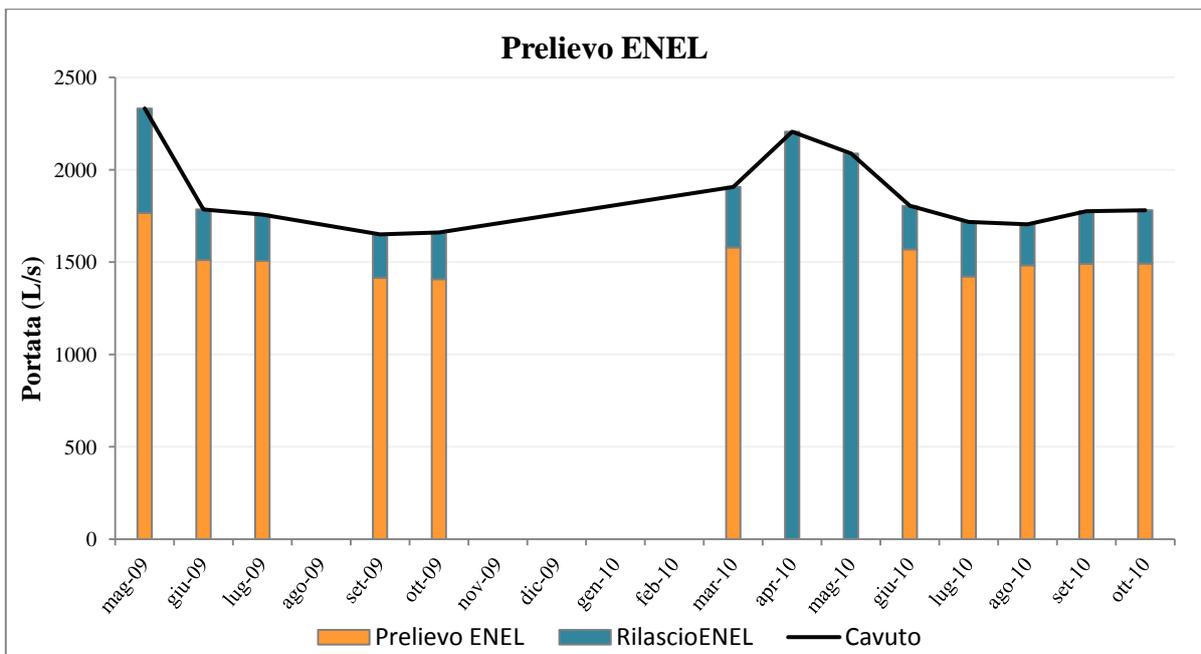


Figura 5.11 – Relazione tra il prelievo idroelettrico ENEL e la portata complessiva erogata dal gruppo sorgivo del Cavuto.

Le misure effettuate alla sezione *Sg492*, posizionata circa 500 metri a valle del gruppo sorgivo, hanno evidenziato un modestissimo incremento variabile tra circa 80 e pochi L/s, che possono essere attribuiti al contributo di fossi tributari minori che si attivano esclusivamente nei periodi piovosi.

In conclusione, le misure di portata eseguite nel fiume Sagittario nel tratto compreso tra lo sbarramento idroelettrico di San Domenico e l'abitato di Anversa degli Abruzzi, hanno evidenziato come il primo settore sia condizionato dalla presenza delle derivazioni idroelettriche, che rilasciano modesti quantitativi idrici nell'alveo del fiume che, per le particolari condizioni idrogeologiche di questo settore, tendono ad infiltrarsi nel sottosuolo determinando la presenza di decrementi in alveo fino ad Anversa degli Abruzzi. Qui è ubicato il gruppo sorgivo del Cavuto, per il quale è stata misurata una portata media di circa 1860 L/s, di cui quasi l'85% è sfruttato per scopi idroelettrici. Contrariamente a quanto indicato da BONI & RUISI nel 2005, le misure di portata eseguite nel corso di questo studio hanno evidenziato che il contributo totale del gruppo sorgivo emerge in corrispondenza dell'oasi del WWF a monte della derivazione ENEL che ne effettua il prelievo, mentre a valle non sono stati riscontrati gli incrementi in alveo a cui gli Autori avevano attribuito un contributo di circa 500 L/s.

5.3.2 CURVE DI ESAURIMENTO

Dalle misure di portata realizzate nelle campagne di rilevamento idrogeologico sono state ricostruite in scala semilogaritmica le curve di esaurimento del gruppo sorgivo del Cavuto riferite ai 2 anni di monitoraggio.

La curva di scarico dell'acquifero che alimenta il gruppo sorgivo del Cavuto rappresenta uno di quei casi in cui è possibile ottenere una rappresentazione schematica soddisfacente sull'intera curva soltanto considerando due o tre segmenti (Figura 5.12).

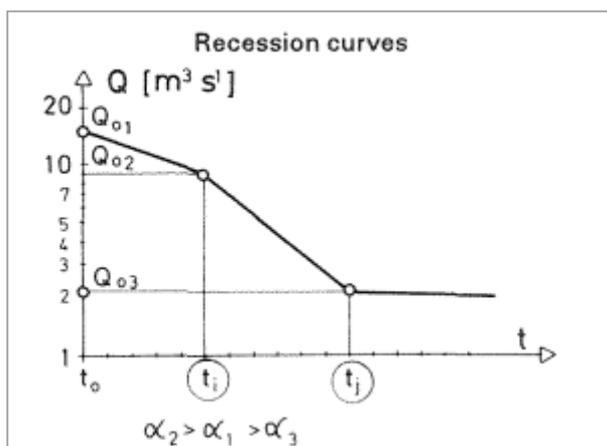


Figura 5.12 – Rappresentazione schematica dei cambiamenti del coefficiente di esaurimento nella curva di recessione (modificato da BONACCI O., 1993)

In questo caso, infatti, è presente un primo tratto subrettilineo, un secondo a pendenza maggiore ed un terzo asintotico all'asse dei tempi (Figura 5.13): quest'ultimo intervallo rappresenta l'arrivo delle acque di precipitazione alla falda di base.

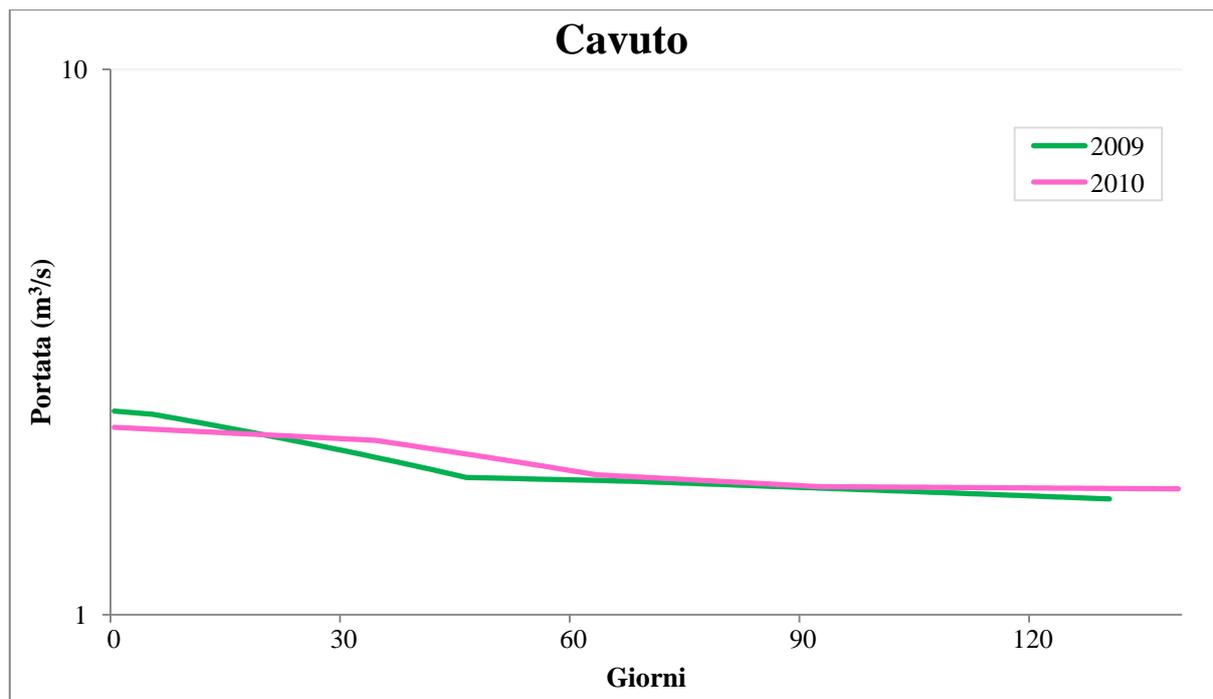


Figura 5.13 – Curve di esaurimento ricostruite per il gruppo sorgivo del Cavuto.

La particolarità della curva di svuotamento relativa alle sorgenti del Cavuto è che tra il primo ed il secondo segmento c'è un aumento della pendenza, quindi $\alpha_2 > \alpha_1$.

L'intervallo relativo al primo segmento potrebbe essere spiegato con il temporaneo allagamento di cavità carsiche che manterrebbero il livello delle acque sotterranee al di sotto dell'altezza che ne permette il deflusso sotterraneo: in questo intervallo, quindi lo svuotamento avviene molto lentamente o per niente. La successiva risalita del livello dell'acqua per l'arrivo delle acque di percolazione dovute alle piogge e/o allo scioglimento delle nevi ne permetterebbe, quindi, la fuoriuscita e il conseguente deflusso sotterraneo verso l'acquifero.

Il coefficiente di "svuotamento" medio calcolato per il gruppo sorgivo del Cavuto (Tabella 5.2) è dell'ordine di $2,4 \times 10^{-3}$, quello di esaurimento di $8,5 \times 10^{-4}$, in un range tra 1×10^{-2} (svuotamento più rapido, riferito al 2009) e tra 7×10^{-4} (velocità di deflusso minore, riferita al 2010): la variabilità dell'ordine di grandezza di α è influenzata principalmente dai volumi di acqua che arrivano nell'acquifero in funzione della ricarica.

Cavuto	Parametro	Unità di misura	2009		2010		Media	
			Svuotamento	Esaurimento	Svuotamento	Esaurimento	Svuotamento	Esaurimento
Tempo di esaurimento	t	giorni	130		139		135	
Coefficiente di esaurimento	α		0,00286	0,001	0,00187	0,0007	0,00237	0,00085
Immagazzinamento dinamico	W_0	m ³	71388755	163218240	101915037	229614171	86651896	196416206
Riserve regolatrici	W_t	m ³	23328000	19897920	23328000	21291429	22734378	20594674
Capacità di svuotamento	ΔW	m ³	49248000	143320320	78587037	208322743	63917519	175821531
Tasso di rinnovamento medio	T_{rin}	%	69	87,8	77,1	90,7	73	89,3
Tempo di rinnovamento	t_{mr}	anni	1,4	1,1	1,3	1,1	1,35	1,1

Tabella 5.2 – Schema riassuntivo dei parametri caratteristici dello svuotamento del gruppo sorgivo del Cavuto.

In conclusione, dall'analisi del confronto dei parametri caratteristici dello svuotamento dell'acquifero che alimenta il gruppo sorgivo del Cavuto, unitamente alle portate medie erogate nei due anni di monitoraggio, risulta un coefficiente medio α dell'ordine di $8,5 \times 10^{-4}$, un Tasso di Rinnovamento medio prossimo al 90% e un Tempo di rinnovamento medio delle riserve regolatrici di poco superiore all'anno.

5.4 RISULTATI DELL'ANALISI GEOCHIMICA ED ISOTOPICA

Nel corso delle campagne di rilevamento idrogeologico condotte nel bacino del fiume Sagittario sono stati monitorati i parametri chimico-fisici relativi a 8 polle del gruppo sorgivo del Cavuto (Figura 5.14); per 3 di queste (*Sg1* – posta alla quota più alta; *Sg5* – posta ad una quota intermedia e *Sg8* – la polla posta alla quota più bassa), inoltre, sono stati realizzati dei campionamenti per la caratterizzazione geochimica ed isotopica.

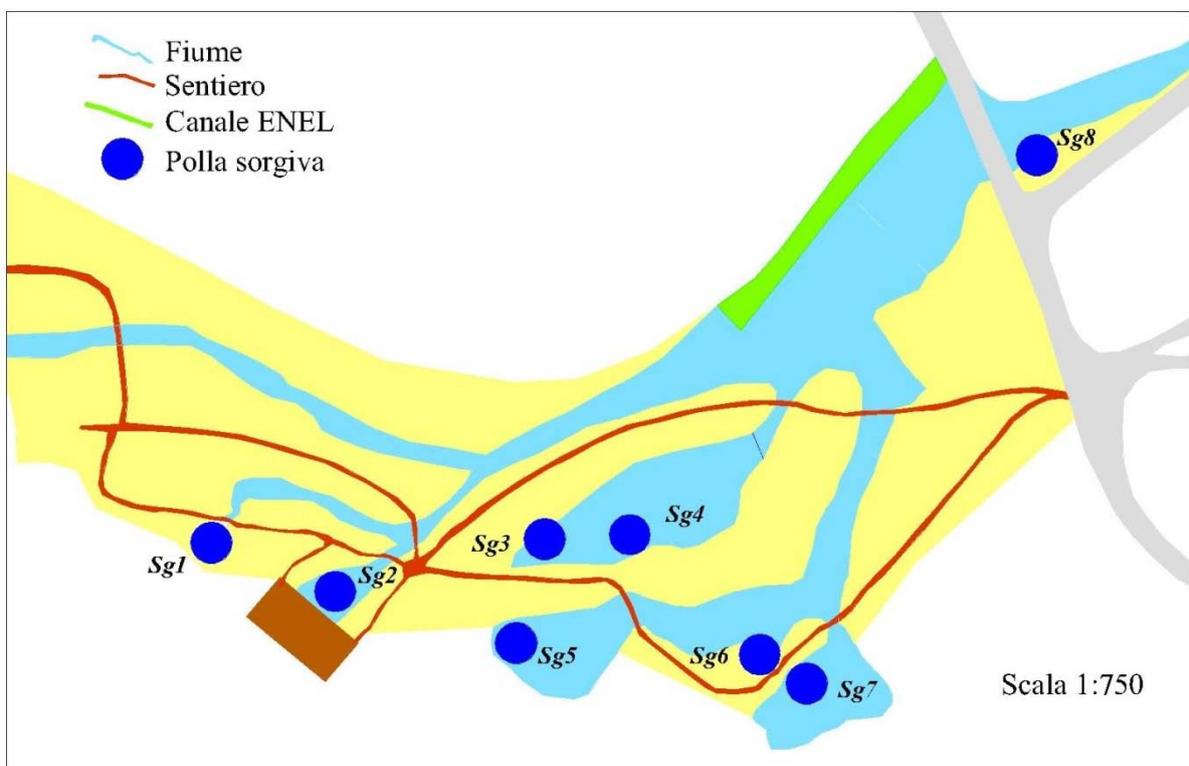


Figura 5.14 – Rappresentazione schematica delle emergenze diffuse del gruppo sorgivo del Cavuto, monitorate nel corso di questo studio.

I principali risultati del monitoraggio chimico-fisico e delle analisi della concentrazione degli ioni maggiori sono riportati nella Tabella 5.3.

Parametri	N° dati			Media			Valori massimi			Valori minimi		
	Sg1	Sg5	Sg8	Sg1	Sg5	Sg8	Sg1	Sg5	Sg8	Sg1	Sg5	Sg8
T	12	12	12	9,0	9,1	9,4	9,5	9,5	9,8	8,8	8,9	9,1
pH	12	12	12	7,5	7,6	7,5	7,8	7,9	7,8	7	7,2	7,1
Conducibilità elettrica (T = 20°C)	12	12	12	292	300	316	304	311	331	270	270	290
TDS (T = 110°C)	4	5	4	209,8	227,2	234,0	212,2	312,7	243,4	206,4	183,5	225,9
Ca ²⁺	4	5	4	47,9	45,5	50,0	48,0	51,7	50,8	47,4	38,4	49,1
Mg ²⁺	4	5	4	3,0	3,5	4,0	3,4	4,9	5,2	2,6	2,6	2,4
Na ⁺	4	5	4	2,0	2,7	2,5	2,3	3,9	3,1	1,8	1,8	2,3
K ⁺	4	5	4	0,28	0,36	0,68	0,5	0,6	0,9	0,1	0	0,6
Cl ⁻	4	5	4	3,7	3,86	4,3	4,0	4,3	5,0	3,5	3,6	3,7
SO ₄	4	5	4	2,2	2,6	3,8	2,5	4,1	6,3	1,9	1,6	2,8
HCO ₃ ⁻	4	5	4	151,0	169,6	170,9	152,6	250,2	177,0	146,5	134,2	164,8
F	4	5	4	0	0,3	0	0	1,3	0	0	0	0
NO ₃	4	5	4	2,0	1,5	1,7	3,3	2,4	2,1	1,2	0	1,1

Sg1: Laghetto; Sg5: Base del versante; Sg8: Fosso in riva destra

Tabella 5.3 – Principali risultati delle analisi della prospezione geochimica (le concentrazioni degli elementi maggiori sono espresse in mg/L). La posizione dei punti di campionamento è riportata in Figura 5.9.

I campioni analizzati appartengono tutti ad acque a bicarbonati di calcio e magnesio (Figura 5.15)

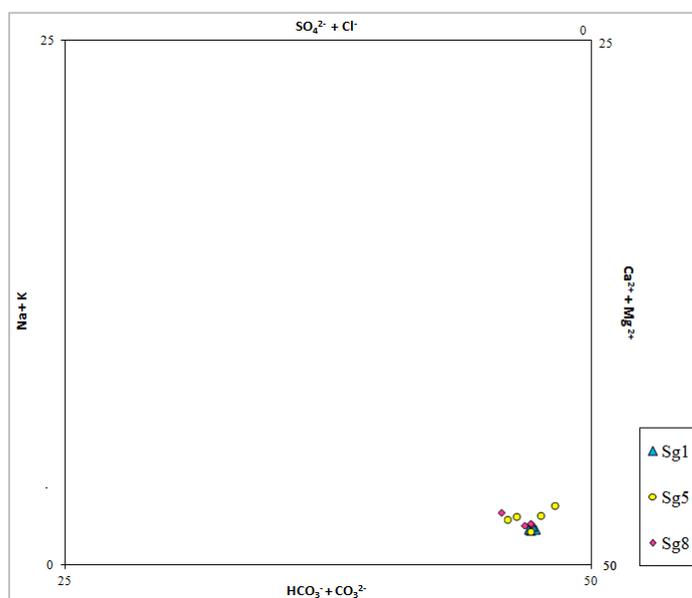


Figura 5.15 – Classificazione delle acque campionate nel gruppo sorgivo del Cavuto.

L'analisi comparata delle concentrazioni degli elementi maggiori (espresse in meq/L) evidenzia, infatti, un'alta concentrazione degli ioni bicarbonato, calcio e magnesio (Figura 5.16), indicando come queste siano tipiche di acque circolanti in litologie esclusivamente calcaree.

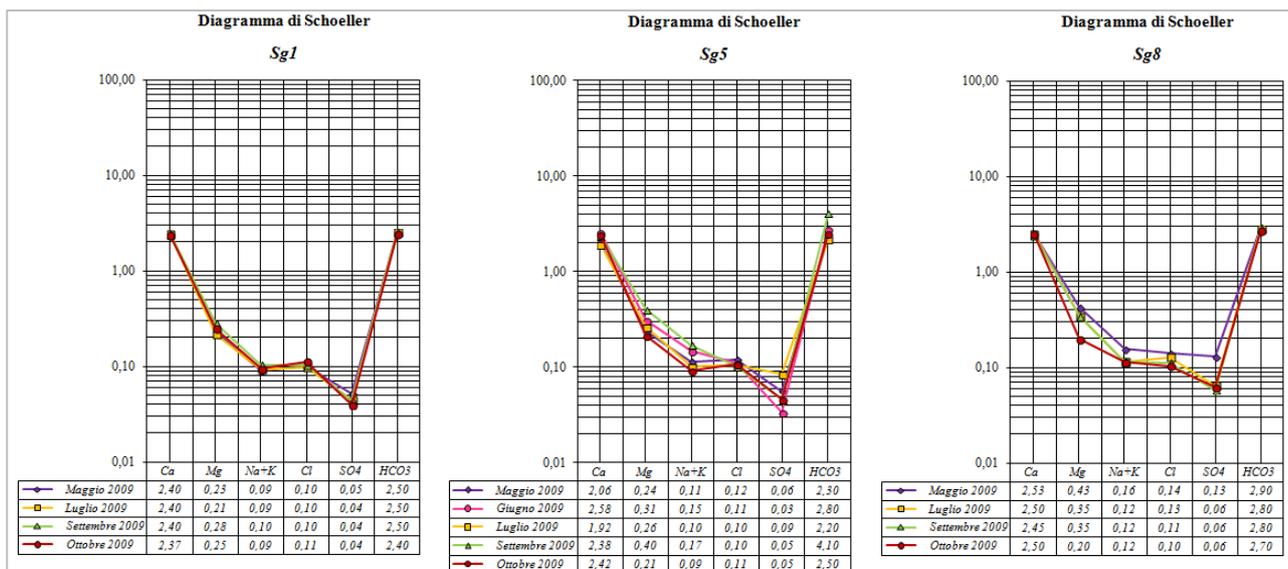


Figura 5.16 – Diagrammi di comparizione (Schoeller) delle concentrazioni degli elementi maggiori di Sg1, Sg5 e Sg8.

Analizzando i risultati delle analisi chimiche riferite per il 2009 ai mesi in cui si è registrata la massima (Maggio) e la minima (Settembre) portata della sorgente (Figura 5.17), risulta evidente come non esista una correlazione tra la concentrazione degli elementi e le portate, le quali risultano influenzate dallo scioglimento delle nevi e in subordine dagli afflussi meteorici. Infatti, la particolare situazione climatica dell'inverno 2008-2009 e della primavera 2009, caratterizzata da apporti meteorici mensili superiori ai 100 mm, ha fatto sì che i volumi erogati dall'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto nella stagione estiva/autunnale di questo anno siano stati di molto superiori rispetto ai valori medi, determinando una diluizione di quasi tutti gli elementi, anche in corrispondenza del mese in cui è stata misurata la portata minima (Settembre 2009).

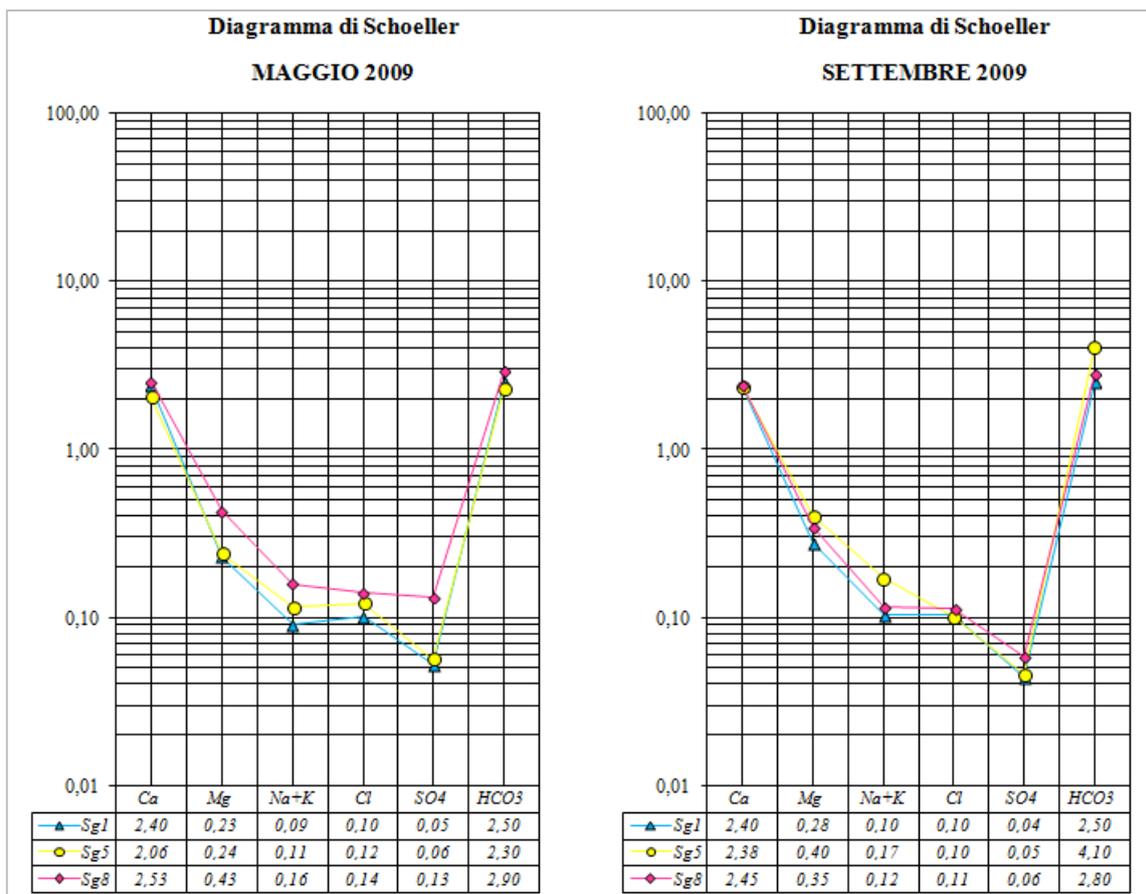


Figura 5.17 – Diagrammi di comparizione (Schoeller) delle concentrazioni degli elementi maggiori riferite alla portata massima (Maggio 2009) e alla minima (Settembre 2009) misurate.

La correlazione tra l'idrogramma sorgivo delle suddette sorgenti ed andamento della temperatura delle acque e conducibilità elettrica, evidenzia il rapporto tra afflussi meteorici e scioglimento delle nevi ed evidente aumento di portata nei mesi primaverili. Tali portate tendono poi a diminuire con l'avvento della stagione estiva, per poi risalire con le piogge autunnali. Pertanto, si può dedurre che l'acquifero che alimenta le sorgenti è, nell'arco dell'anno idrologico, ricaricato dalle piogge e dallo scioglimento delle nevi. Ciò ha permesso di ipotizzare, in prima approssimazione, che nella zona di ricarica il trasferimento di tali acque all'acquifero, attraverso la percolazione nelle rocce carbonatiche sia molto veloce.

Le misure della conducibilità elettrica delle acque hanno confermato la correlazione tra decremento dei valori di conducibilità e massimi delle portate. Infatti, analizzando la variazione della portata erogata dal gruppo del Cavuto con l'andamento della conducibilità elettrica misurata per le diverse polle (Figura 5.18), se ne evidenzia generalmente una diminuzione in corrispondenza dei massimi assoluti di portata; viceversa, in corrispondenza dei minimi di portata si osserva un aumento della conducibilità elettrica.

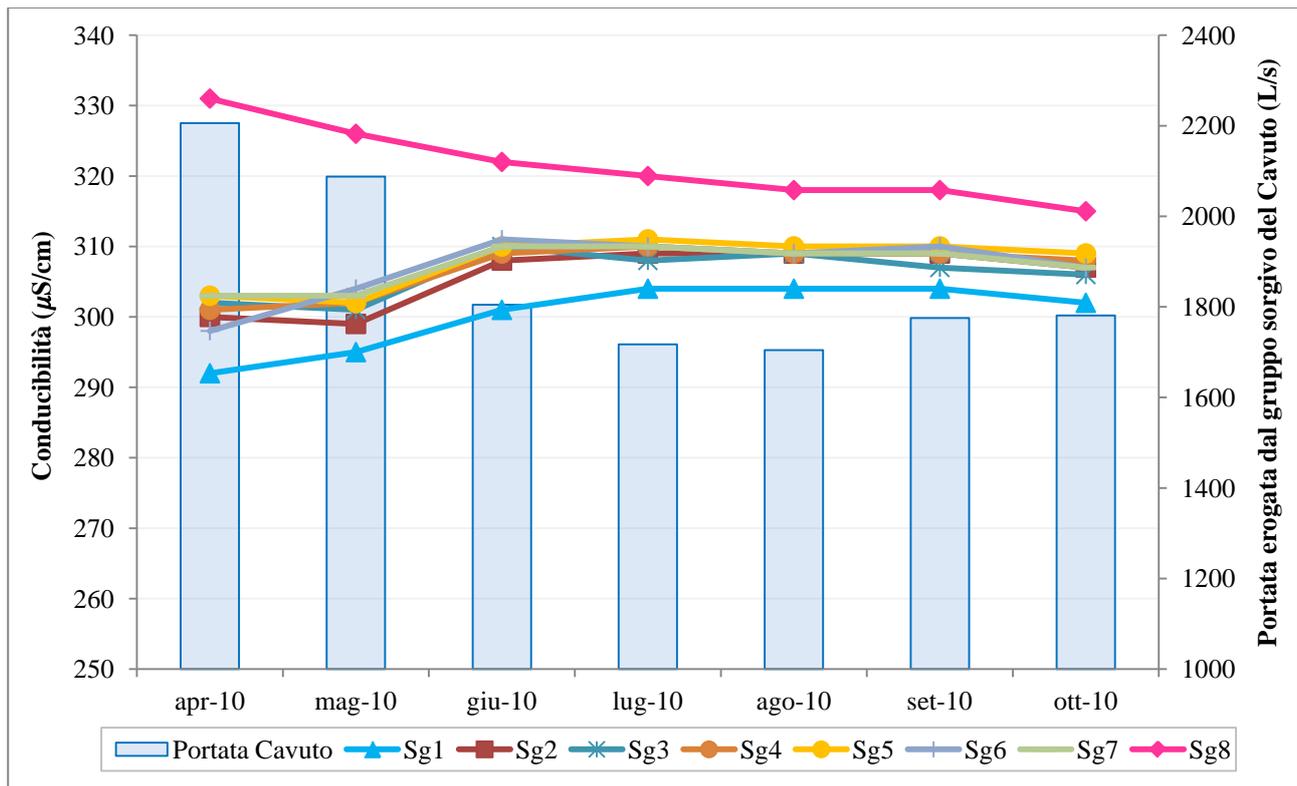


Figura 5.18 – Relazione tra variazione delle portate erogate dal gruppo del Cavuto e la conducibilità elettrica misurata alle diverse polle.

L'insieme di tali risultati non viene comprovato dalla correlazione tra andamento delle temperatura delle acque sorgive e portate. I valori della temperatura delle acque di tutte le polle sorgive rimangono infatti sostanzialmente costanti nel tempo, con valori medi di circa 9,0°C e variazioni massime di 0,5°C nel corso dell'anno.

Si fa notare che la temperatura delle acque è, come risaputo, un parametro importate in idrogeologia in quanto permette, ancor meglio della conducibilità elettrica e del chimismo delle acque, di valutare, non in termini quantitativi ma qualitativi, i tempi di residenza delle acque nell'acquifero e le caratteristiche della circolazione idrica, fornendo in tal modo indicazioni sulla vastità dell'acquifero che alimenta le sorgenti.

Il fattore "costanza della temperatura delle acque sotterranee" riveste notevole importanza in idrogeologia, in quanto è sinonimo di acquiferi di vaste dimensioni dove il segnale termico stagionale viene annullato, o fortemente attenuato da parte degli ingenti volumi di acqua, dai tempi elevati di residenza delle acque nell'acquifero ed anche da una circolazione profonda. La costanza della temperatura registrata nelle sorgenti in studio evidenzia quindi che l'acquifero che le alimenta deve essere piuttosto esteso e con volumi idrici elevati.

Le analisi isotopiche di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ delle acque campionate hanno permesso di effettuare importanti considerazioni sull'area di alimentazione dell'acquifero che alimenta il gruppo sorgivo del Cavuto e, in particolare, di definirne le quote medie di ricarica. I risultati delle analisi, che hanno riguardato tutte le campagne di misura del biennio 2009-2010, fatta eccezione per quelle di Settembre e Ottobre 2010, sono riportati nella Tabella 5.4.

Campagna	Sigla	Sg1	Sg5	Sg8
Maggio 2009	$\delta D \text{ ‰}$	-67,67	-66,48	-66,67
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$	-10,01	-9,96	-9,89
Giugno 2009	$\delta D \text{ ‰}$		-67,31	
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$		-10,03	
Luglio 2009	$\delta D \text{ ‰}$	-66,41	-66,2	-65,85
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$	-10	-9,98	-9,98
Settembre 2009	$\delta D \text{ ‰}$	-66,96	-66,4	-66,3
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$	-10,06	-10,01	-10,02
Ottobre 2009	$\delta D \text{ ‰}$	-66,26	-66,19	-65,80
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$	-10,04	-10,01	-10,02
Marzo 2010	$\delta D \text{ ‰}$		-66,21	-65,27
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$		-9,99	-9,92
Aprile 2010	$\delta D \text{ ‰}$		-67,38	-65,16
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$		-10,00	-9,91
Maggio 2010	$\delta D \text{ ‰}$		-67,06	-66,64
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$		-9,99	-9,91
Giugno 2010	$\delta D \text{ ‰}$		-66,88	-66,63
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$		-10,01	-10,02
Luglio 2010	$\delta D \text{ ‰}$		-66,29	-66,78
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$		-10,02	-10,01
Agosto 2010	$\delta D \text{ ‰}$		-67,15	-66,32
	$\delta^{18}O \text{ ‰}$		-10,03	-10,05

Tabella 5.4 - Valori di δD e $\delta^{18}O$ nelle sorgenti campionate relativi al biennio 2009-2010.

I dati sperimentali, che evidenziano come le diverse polle abbiano tutte la stessa origine, sono stati messi a confronto con le principali rette meteoriche, valide a scala mondiale, per il bacino del Mediterraneo, per l'Italia centrale e a livello regionale (Figura 5.19). In generale, le acque del gruppo sorgivo del Cavuto si distribuiscono in un ampio range compreso tra la CMWL e la GMWL. Nel dettaglio, però, si nota un buon allineamento delle acque sotterranee del gruppo del Cavuto con la retta di Scanno (PETITTA *et alii*, 2010) e, subordinatamente, con le rette trovate per altri acquiferi carbonatici dell'Appennino Abruzzese (ADINOLFI FALCONE *et alii*, 2008; BARBIERI *et alii*, 2003 e 2005).

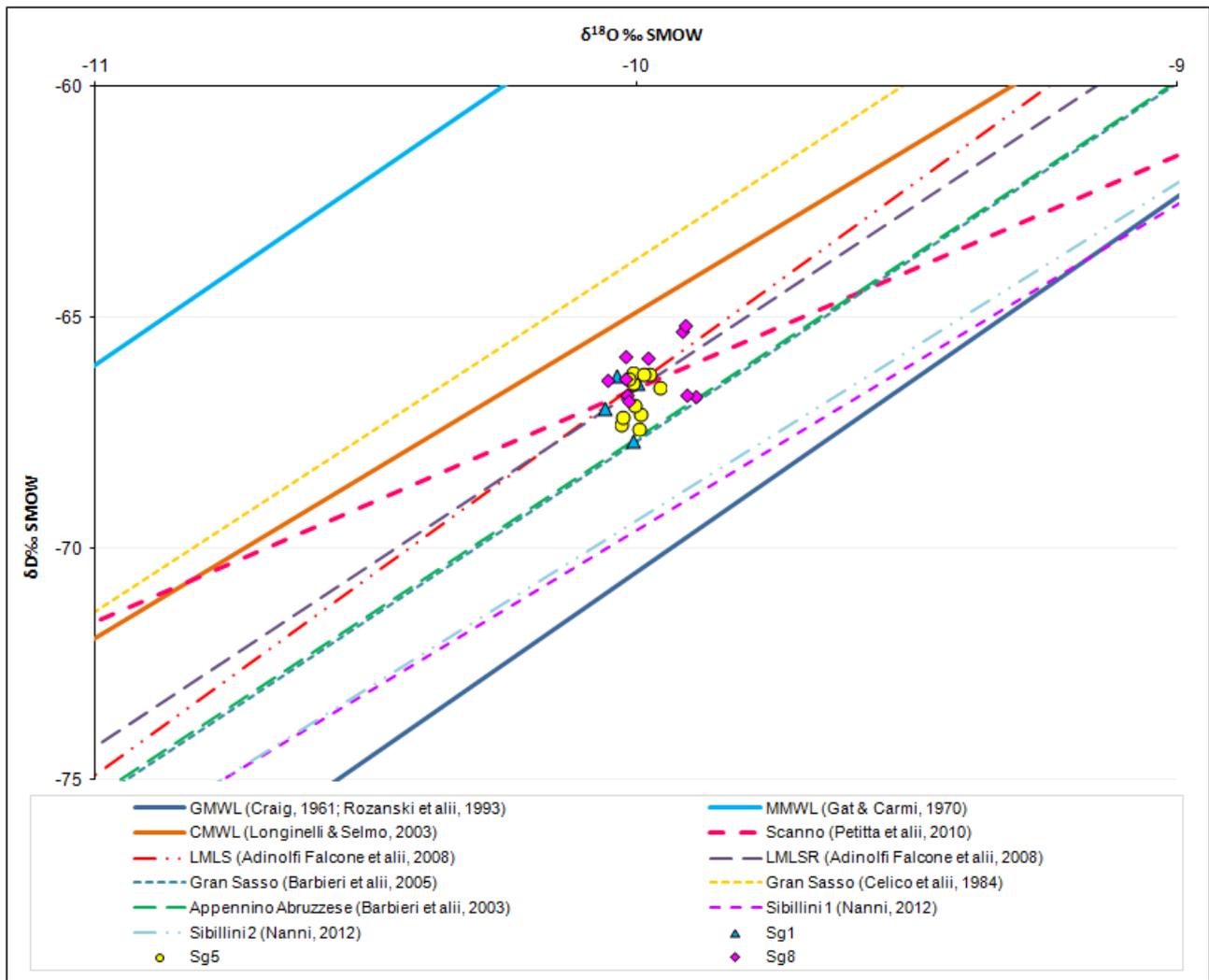


Figura 5.19 – Confronto del segnale isotopico delle acque campionate dal gruppo sorgivo del Cavuto con le principali rette meteoriche.

Per la definizione delle quote medie di ricarica dell’acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto sono state, quindi, prese in considerazione le seguenti equazioni:

- $\delta^{18}\text{O} = -0,0013h - 8,4$ (gradiente: $-0,13\text{‰}/100\text{ m}$) da BARBIERI *et alii* (2003);
- $\delta^{18}\text{O} = -0,0024h - 6,35$ (gradiente: $-0,24\text{‰}/100\text{ m}$) da BARBIERI *et alii* (2005);
- $\delta^{18}\text{O} = -0,0016h - 7,9$ (gradiente: $-0,16\text{‰}/100\text{ m}$) da DESIDERIO *et alii* (2005);
- $\delta^{18}\text{O} = -0,0017h - 7,71$ (gradiente: $-0,17\text{‰}/100\text{ m}$) da NANNI & RUSI (2003);
- $\delta^{18}\text{O} = -0,0019h - 6,83$ (gradiente: $-0,19\text{‰}/100\text{ m}$) da PETITTA *et alii* (2010).

Le quote medie di ricarica dell’acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto, calcolate applicando le diverse equazioni, sono rappresentate nella Tabella 5.5.

Campione	<i>App. Abruzzese</i> Barbieri et al., 2003 $\delta^{18}\text{O} = -0,0013h - 8,4$	<i>Gran Sasso</i> Barbieri et al., 2005 $\delta^{18}\text{O} = -0,0024h - 6,35$	<i>Majella</i> Desiderio et al., 2005 $\delta^{18}\text{O} = -0,0016h - 7,9$	<i>Majella</i> Nanni & Rusi, 2003 $\delta^{18}\text{O} = -0,0017h - 7,71$	<i>Scanno</i> Petitta et al., 2010 $\delta^{18}\text{O} = -0,0019h - 6,83$
<i>Sg1</i>	1252	1532	1330	1363	1683
<i>Sg5</i>	1233	1522	1314	1349	1670
<i>Sg8</i>	1210	1510	1296	1331	1654

Tabella 5.5 – Quote medie di ricarica calcolate per i punti di monitoraggio del gruppo sorgivo del Cavuto secondo diversi gradienti proposti in letteratura.

L'equazione proposta da BARBIERI *et alii* nel 2003 per le idrostrutture carbonatiche dell'Appennino Abruzzese ha permesso di calcolare una quota media di ricarica dell'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto di circa 1230 metri s.l.m.

I risultati ottenuti con le equazioni proposte da DESIDERIO *et alii* (2005) e NANNI & RUSI (2003) prevedono una quota media di ricarica delle sorgenti del Cavuto rispettivamente di circa 1315 e di circa 1350 metri s.l.m.

I valori calcolati con le equazioni proposte da BARBIERI *et alii* nel 2005 e da PETITTA *et alii* nel 2010, invece, risultano maggiori rispetto a quelli calcolati con gli altri gradienti, poiché forniscono un valore della quota media di ricarica rispettivamente di circa 1520 metri e di circa 1670 metri s.l.m. Quest'ultimo valore, in particolare, pur essendo calcolato dall'equazione fornita per l'area di Scanno, che fa parte dell'idrostruttura della Montagna Grande, risulta troppo elevato rispetto alle quote di affioramento delle aree di alimentazione individuate sulla base dell'assetto geologico-strutturale ed idrogeologico (cft. Paragrafo 5.2). Infatti, il settore settentrionale dell'idrostruttura della Montagna Grande, che contribuisce alla ricarica dell'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto è rappresentato da due estesi altopiani carsici, a cui si interpone il rilievo di Monte Mezzana (1790 metri s.l.m.), che si sviluppano ad una quota di circa 1300 metri s.l.m. nel settore più settentrionale (Monte della Selva) e di circa 1600 metri nel settore sud-occidentale (Monte Miglio).

In conclusione, l'applicazione del gradiente calcolato da NANNI & RUSI nel 2003, che restituiscono una quota media di ricarica dell'acquifero carbonatico che alimenta le sorgenti del Cavuto prossima ai 1350 metri, sembrano essere quelli che forniscono i risultati che più si avvicinano alle quote medie dell'area di ricarica individuata su base geologico-strutturale (cft. Paragrafo 5.2.3).

5.5 ANALISI CLIMATOLOGICA E VALUTAZIONE DELLA RICARICA DELL'ALTO BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO

Per la valutazione della ricarica media annua che influenza il regime delle risorse idriche sotterranee è stato effettuato uno studio sulle temperature, le piogge e le nevi che caratterizzano questo settore della Montagna Grande, al fine di caratterizzare le variazioni stagionali ed annuali della ricarica.

A tal proposito sono stati elaborati i dati relativi a 6 stazioni termometriche (Anversa, Villalago, Barrea, Scanno, Pescasseroli e Passo Godi), 6 pluviometriche (Anversa, Villalago, Barrea, Scanno, Pescasseroli e Passo Godi) e 2 nivometriche (Scanno e Passo Godi), il cui monitoraggio è gestito dal Servizio Idrografico e Mareografico della Regione Abruzzo. L'ubicazione delle stazioni è riportata in Figura 5.20.

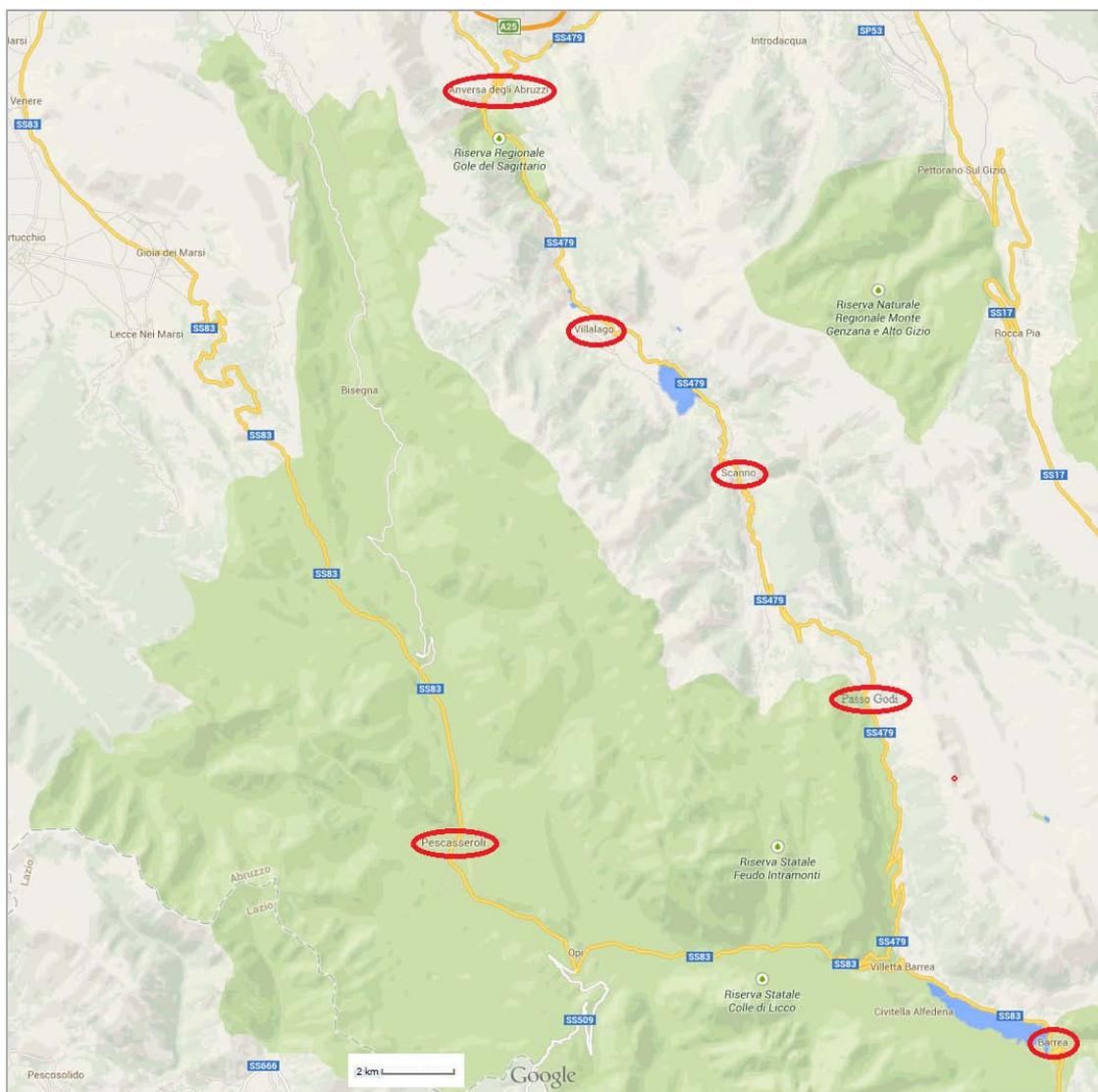


Figura 5.20 – Ubicazione delle stazioni di monitoraggio termo-pluvio e nivometrico.

Temperature

Sono state calcolate le temperature medie mensili (Tabella 5.6) relative al decennio 2002-2012 per 6 stazioni distribuite tra i 650 e i quasi 1550 metri di quota.

	Anversa 650 m s.l.m.	Villalago 898 m s.l.m.	Barrea 1000 m s.l.m.	Scanno 1030 m s.l.m.	Pescasseroli 1150 m s.l.m.	Passo Godi 1542 m s.l.m.
Gennaio	2,7	1,9	2,8	3,0	-0,5	-0,8
Febbraio	4,9	2,0	3,0	3,1	0,0	-1,2
Marzo	8,9	6,0	6,0	6,2	3,4	2,0
Aprile	11,8	9,5	9,5	10,1	7,3	4,9
Maggio	15,1	13,4	14,2	14,3	12,0	9,0
Giugno	20,3	17,9	17,7	18,1	15,8	13,6
Luglio	23,1	20,3	20,1	21,2	18,1	15,6
Agosto	23,4	20,7	19,8	21,2	17,6	16,3
Settembre	17,4	16,0	15,7	16,0	13,4	11,3
Ottobre	12,8	11,8	12,2	12,5	9,9	7,5
Novembre	7,8	7,9	7,6	8,4	5,3	4,5
Dicembre	3,2	3,8	3,9	4,1	1,4	-0,1

Tabella 5.6 – Temperature medie mensili relative al periodo 2002-2012.

L'analisi dei dati di temperatura ha evidenziato per tutte le stazioni un andamento identico: nell'arco dell'anno solare le temperature minori si registrano nei mesi di Gennaio e Febbraio, quelle maggiori tra Luglio ed Agosto (Figura 5.21); i valori medi annuali relativi alle stazioni termometriche in funzione della quota mostrano un buon allineamento ($R^2 = 0,8811$) permettendo di calcolare un gradiente termico in funzione della quota pari a $-0,67\text{ }^\circ\text{C}/100\text{ m}$.

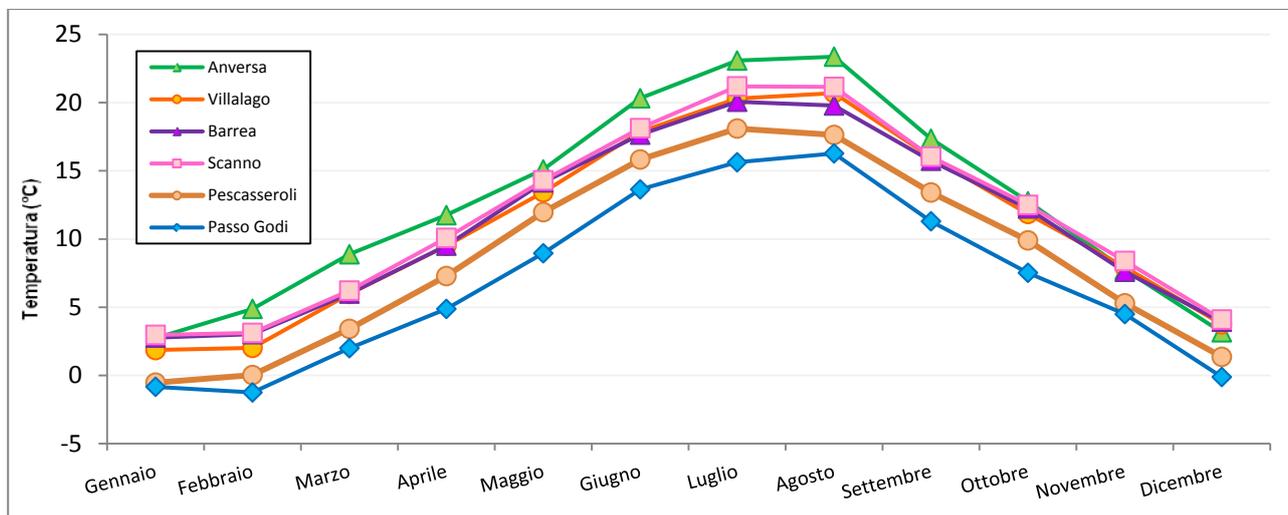


Figura 5.21 Valori medi mensili della temperatura alle stazioni termometriche.

La temperatura media annua alla stazione di Anversa, che è quella posizionata alla quota più bassa (650 m s.l.m.), è di $12,6^\circ\text{C}$ in un range tra $2,7$ (nel mese di Gennaio) e $23,4^\circ\text{C}$ (ad Agosto), quella della stazione più rilevata di Passo Godi (1542 m s.l.m.) è pari a $6,9^\circ\text{C}$ per una temperatura minima di $-1,2^\circ\text{C}$ (a Febbraio) e massima di $16,3^\circ\text{C}$ (ad Agosto).

Pioggia

Sono stati analizzati i dati giornalieri delle piogge delle 6 stazioni per le quali è presente anche il dato termometrico, ma soltanto per 4 di queste (Villalago, Barrea, Scanno e Passo Godi) si è proceduto alla valutazione degli apporti meteorici, in quanto le stazioni di monitoraggio pluviometrico di Anversa e Pescasseroli hanno funzionato in maniera discontinua e i valori di precipitazione così ottenuti non risultano rappresentativi dell'andamento e dei quantitativi delle piogge. Nella Tabella 5.7 sono riportate le precipitazioni medie mensili delle 4 stazioni pluviometriche considerate, relativamente al periodo 2002-2012; fa eccezione la stazione di Passo Godi per la quale sono state considerate le piogge dell'intervallo 2009-2012.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Cumulata
Villalago (898 m s.l.m.)	89,8	105,2	111,7	105,6	99,1	64,9	35,9	34,6	90,0	110,9	193,8	191,1	1232,5
Barrea (1000 m s.l.m.)	122,9	95,5	95,2	90,7	67,7	57,0	39,1	52,7	71,0	88,6	127,7	144,7	1052,6
Scanno (1030 m s.l.m.)	81,1	70,5	96,9	82,3	69,8	48,7	26,5	37,6	64,3	90,5	120,4	133,9	922,4
Passo Godi (1542 m s.l.m.)	94,0	100,3	122,3	122,8	84,3	67,1	67,0	35,5	88,7	138,2	223,8	157,5	1301,4

Tabella 5.7 - Precipitazioni medie mensili relative al periodo 2002-2012.

L'analisi del regime pluviometrico (Figura 5.22), effettuato sulla base delle piogge cumulate giornaliere, ha evidenziato quanto segue:

- nel corso dell'anno si riconoscono due periodi in cui le precipitazioni sono favorevoli alla ricarica dell'acquifero: l'autunno e la primavera. Infatti, a partire dal mese di Settembre le piogge registrano un graduale incremento fino ai mesi di Novembre (per la stazione posta alla quota maggiore) e Dicembre, durante i quali cadono al suolo quantitativi di pioggia variabili tra circa 120 mm (riferiti al mese di Novembre di Scanno) e quasi 225 mm (registrati a Passo Godi nel mese di Novembre);
- da Dicembre a Febbraio i quantitativi di pioggia sono minori, seppur elevati, essendo compresi tra circa 70 mm (a Febbraio nella stazione di Scanno) e quasi 125 mm (nel mese di Gennaio a Barrea), poiché alla precipitazione liquida si sostituiscono le nevi;
- i mesi di Marzo e Aprile sono caratterizzati da piogge abbondanti: da 90 mm alle stazioni più basse in quota fino a quasi 125 mm in quella più elevata;
- tra Maggio e Giugno si registra una graduale diminuzione delle piogge fino ad arrivare ai valori minimi di pioggia cumulata mensile relativa ai mesi di Luglio e Agosto, variabili tra circa 25 mm (Scanno) e quasi 70 mm (Passo Godi).

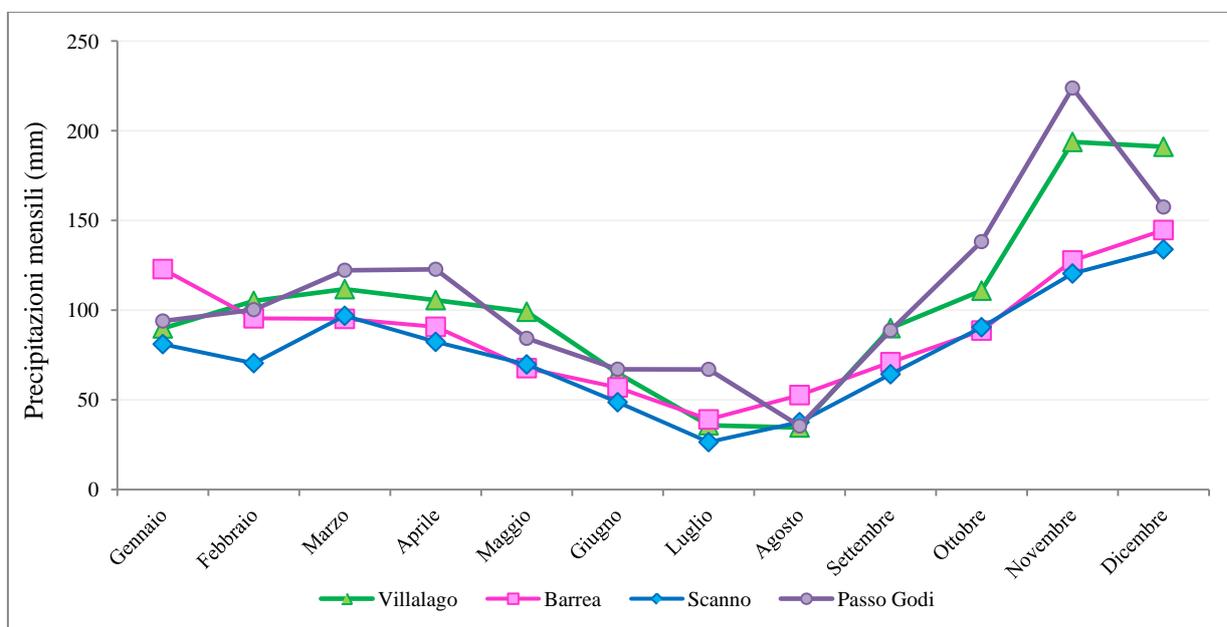


Figura 5.22 – Precipitazioni medie mensili registrate alle stazioni pluviometriche.

Anche per le precipitazioni è stato messo in relazione il valore medio riferito a ciascuna delle quattro stazioni in funzione della quota (Figura 5.23). L'analisi dei dati ha evidenziato che non esiste una buona relazione in funzione della quota ($R^2 = 0,2704$); infatti le stazioni di Villalago, Barrea e Scanno, ubicate a quote variabili tra 898 e 1030 m, presentano valori di precipitazione media comprese tra circa 920 mm (alla stazione di Scanno) e quasi 1235 mm (alla stazione di Villalago). L'analisi dei dati pluviometrici di queste tre stazioni ne ha evidenziato, quindi, un'ampia variabilità (circa 300 mm di pioggia) per una variazione altimetrica di soli 130 metri. È da sottolineare, inoltre, che le stazioni di Villalago e Scanno, per le quali si ha questa differenza nelle precipitazioni, distano in linea d'aria circa 8 km. Ne consegue, dall'analisi dei dati pluviometrici che esiste una forte variabilità delle precipitazioni in questo settore della Montagna Grande, caratterizzato da un regime pluviometrico fortemente variabile e che, nel periodo invernale, è influenzato anche dalle precipitazioni nevose.

La stazione più elevata, invece, presenta un valore medio di precipitazione di circa 1300 mm.

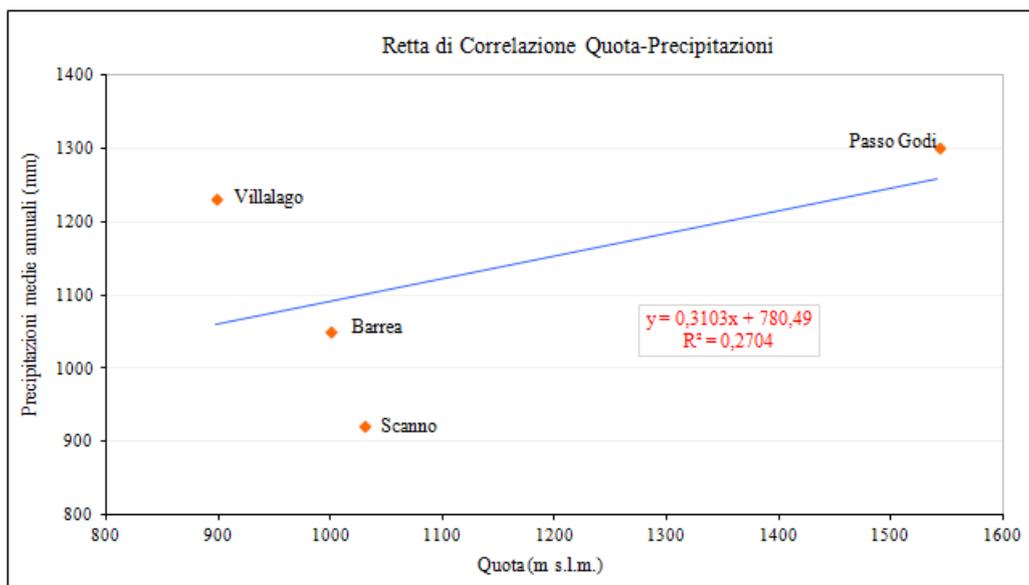


Figura 5.23 – Retta di correlazione quota-precipitazione.

Per analizzare come varia l’andamento delle piogge nel corso degli anni, per le quattro stazioni sono stati elaborati i dati delle piogge cumulate (Tabella 5.8): in media nell’intervallo 2002-2012 alla stazione di Villalago sono stati registrati circa 1233 mm, circa 1053 mm a quella di Barrea e solo 922 mm a quella di Scanno; alla stazione di Monte Godi, infine, nell’intervallo 2009-2012 è stata misurata una pioggia media di circa 1301 mm/anno.

	Villalago 898 m s.l.m.	Barrea 1000 m s.l.m.	Scanno 1020 m s.l.m.	Passo Godi 1542 m s.l.m.
2002	1255,0	1010,4	922,8	-
2003	-	1070,8	1035,4	-
2004	1625,2	1281,2	1121,6	-
2005	1326,4	1024,6	1005,6	-
2006	-	694,2	651,2	-
2007	-	731,8	593,8	-
2008	-	1422,6	1206,8	-
2009	1352,8	1040,4	983,8	1443,4
2010	1519,0	-	1046,6	1712,1
2011	594,0	-	697,2	962,6
2012	952,0	-	779,2	1087,3
Media	1232,5	1052,6	922,4	1301,4

Tabella 5.8 – Piogge cumulate annuali dell’intervallo 2002-2012.

Dall’analisi delle precipitazioni annue (Figura 5.24) risulta che gli anni più siccitosi sono il 2006, il 2007 e il 2011; quelli in cui è piovuto di più il 2004, il 2008, il 2009 e il 2010.

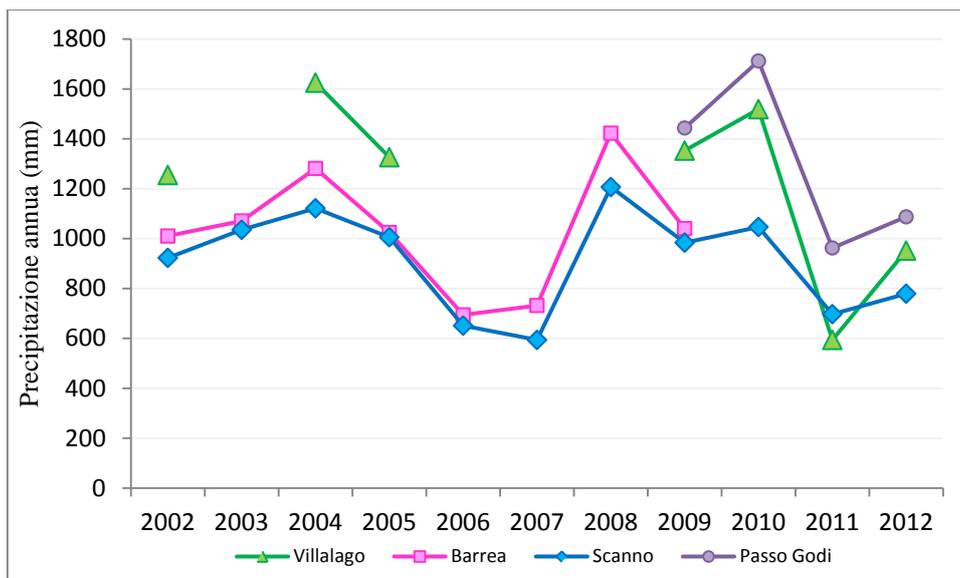


Figura 5.24 – Precipitazioni annue alle stazioni pluviometriche.

Nell'ottica della diretta influenza della variabilità delle precipitazioni nella ricarica dell'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto, sono stati analizzati i valori di piogge cumulate mensili per le quattro stazioni nell'intervallo Ottobre 2008-Ottobre 2010 (Figura 5.25).

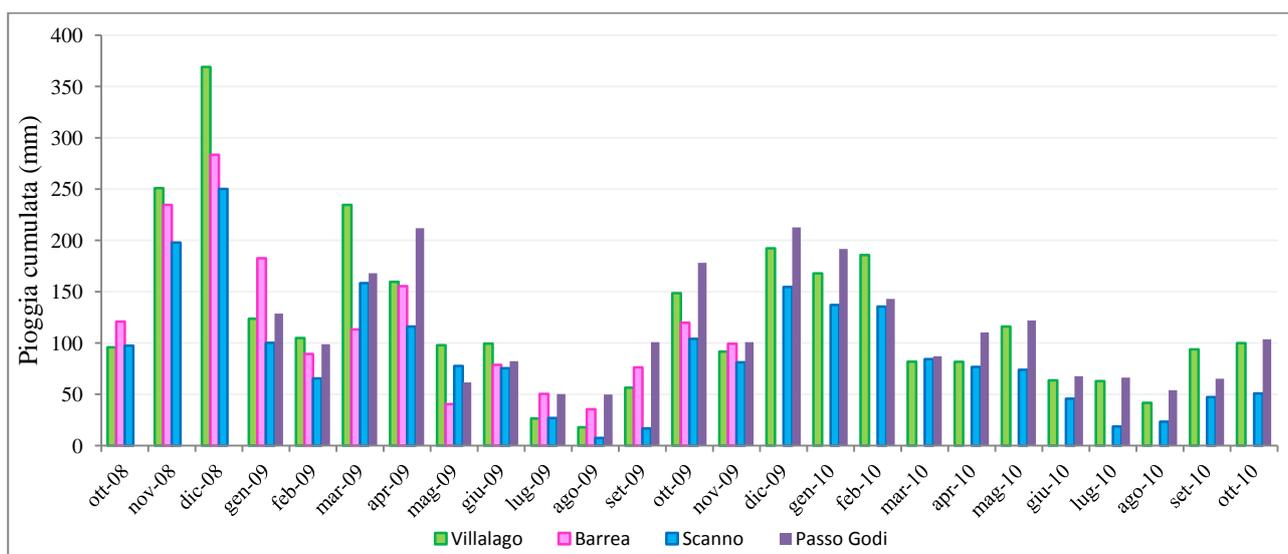


Figura 5.25 – Apporti pluviometrici mensili tra Ottobre 2008 e Ottobre 2010.

Gli ultimi mesi del 2008 e i primi del 2009 sono stati caratterizzati da valori di precipitazione mensile superiori alle medie stagionali; in particolare, nei mesi di Novembre e Dicembre del 2008 e di Marzo e Aprile del 2009 si sono registrate abbondanti precipitazioni: nel mese di Dicembre del 2008 le piogge sono state superiori ai 250 mm. Nella stagione estiva del 2009, invece, le precipitazioni sono risultate inferiori ai valori medi, così come anche nella stagione autunnale.

Nel 2010 le precipitazioni relative ai primi due mesi dell'anno sono risultate superiori alle medie stagionali, mentre quelle riferite al periodo primaverile ed estivo sono state nella media.

Neve

Sono stati analizzati i dati disponibili sulla neve che cade al suolo relativi alle stazioni di Scanno, posizionata a circa 1020 metri s.l.m., e di Passo Godi, ubicata a 1542 metri s.l.m., riferiti al periodo 2009-2012 (Tabella 5.9).

Passo Godi	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
2009	98	64	58	7	0	0	0	0	0	0	0	0
2010	95	56	75	16	0	0	0	0	0	0	25	70
2012	27	173	8	30	0	0	0	0	0	0	-	-
Media	73,3	97,7	47,0	17,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	12,5	35,0

Scanno	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre
2009	10	-	65	0	0	0	0	0	0	0	0	20
2010	15	15	30	10	0	0	0	0	0	0	0	7
2011	30	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Media	18,3	15,0	31,7	3,3	0	0	0	0	0	0	0	9,0

Tabella 5.9 – Risultati dell’analisi dei dati relativi alle precipitazioni nevose nel periodo 2009-2012.

La neve cade al suolo generalmente nel periodo compreso tra i mesi di Novembre ed Aprile nella stazione di Passo Godi, con spessori variabili da qualche decina di centimetri (riferiti ai mesi di Aprile e Novembre) a oltre 1 metro nel mese di Febbraio. Alla stazione di Scanno, invece, nevica tra i mesi di Dicembre ed Aprile ma con spessori ridotti: da qualche centimetro, riferito al mese di Aprile, a poche decine di centimetri nel mese di Marzo (Figura 5.26).

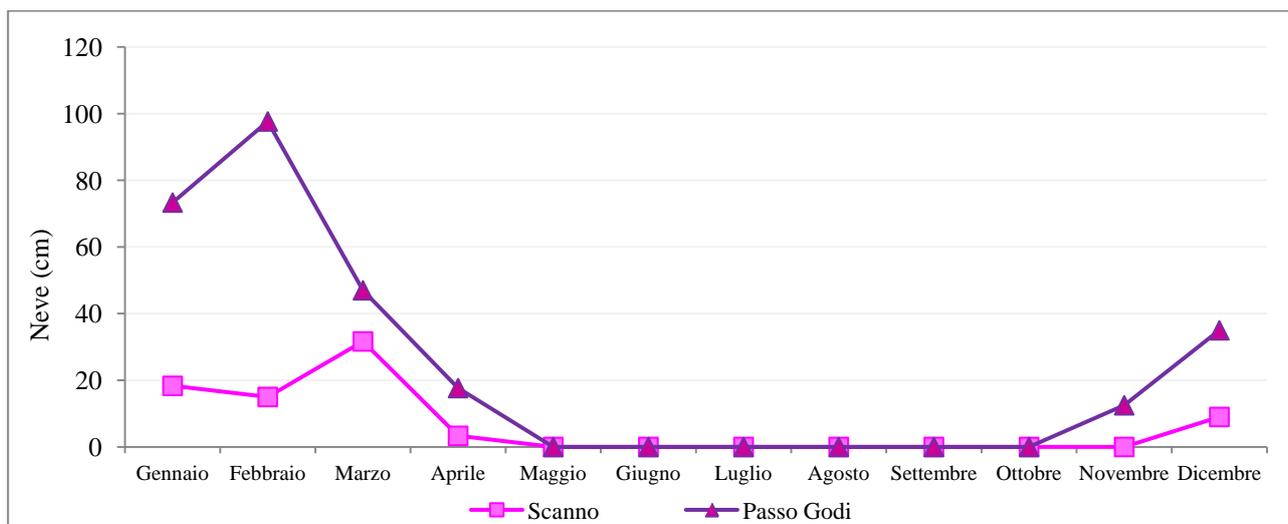


Figura 5.26 – Valori medi mensili della precipitazione nevosa alle due stazioni.

Valutazione dell’eccedenza idrica

In funzione delle temperature e delle precipitazioni medie mensili è stata calcolata l’evapotraspirazione reale applicando la formula di Thornthwaite (THORNTHWAITE & MATHER, 1957), anche considerando le caratteristiche geomorfologiche e pedologiche, per le stazioni di Villalago, Barrea, Scanno e Passo Godi. Per le due stazioni termo-pluviometriche e nivometriche di Scanno e Passo Godi si è proceduto a calcolare il valore dell’evapotraspirazione reale e conseguentemente l’infiltrazione efficace, considerando anche le precipitazioni solide per gli anni in cui è disponibile il dato di neve caduta al suolo.

I valori di eccedenza idrica (P_{eff}), calcolati come differenza tra le precipitazioni liquide e solide misurate alle stazioni e l’evapotraspirazione reale, sono riportati nella Tabella 5.10.

Stazione	Quota	P _{eff} media	P _{eff} 2012	P _{eff} 2011	P _{eff} 2010	P _{eff} 2009	P _{eff} 2008	P _{eff} 2007	P _{eff} 2006	P _{eff} 2005	P _{eff} 2004	P _{eff} 2003	P _{eff} 2002
Villalago	898	684	464	241	939	809				789	1088		628
Barrea	1000	496				654	832	273	278	518	799	559	359
Scanno	1030	425	308	301*	648*	610*	644	204	232	551	619	592	326
Passo Godi	1542	1081*	838*	474	1534*	1157*							

Tabella 5.10 – Valori di P_{eff} calcolati per le stazioni di Villalago, Barrea, Scanno e Passo Godi. (I valori con l'asterisco sono stati calcolati anche considerando le nevi).

L'analisi dei risultati ottenuti evidenzia una forte variabilità, in funzione dei quantitativi di pioggia e neve:

- per la stazione di Villalago il valore medio calcolato è di circa 685 mm /anno, variabile però tra 241 (riferito al 2011) e circa 1090 mm/annui nel 2004. Per l'anno 2009 è stata calcolata una P_{eff} di quasi 810 mm mentre per il 2010 è di quasi 940 mm;
- alla stazione di Barrea è stata attribuita un valore medio di quasi 500 mm/anno, in un range tra quasi 275 mm (nel 2007) e oltre 830 mm (nel 2008). Per l'anno 2009 è stata calcolata una P_{eff} di quasi 655 mm;
- per la stazione di Scanno è stato valutato un valore medio di 425 mm/anno, variabile tra 204 mm (riferiti al 2007) e quasi 650 mm (nel 2010). Per l'anno 2009 è stata calcolata una P_{eff} di 610 mm.
- infine, alla stazione di Passo Godi, che rappresenta quella più alta in quota e per la quale sono disponibili i dati della neve, fatta eccezione per il 2011, è stata calcolato un valore medio di eccedenza idrica di circa 1080 mm/anno, in un range tra circa 475 mm (riferiti al 2011) e oltre 1535 mm (nel 2010). Per l'anno 2009 è stata calcolata una P_{eff} di quasi 1160 mm.

Sebbene questi valori possano sembrare relativamente bassi, fatta eccezione per quello della stazione di Passo Godi, anche considerando il valore medio di circa 1014 mm/anno attribuito da BONI & RUISI nel 2005 a questo settore della Montagna Grande, si ritiene che l'analisi degli apporti meteorici relativi all'alto bacino del fiume Sagittario valutata per le quattro stazioni sia rappresentativa delle reali condizioni di variabilità spaziale e temporale di ricarica dell'acquifero.

6 DISCUSSIONE

Nel corso di questa ricerca sono stati raccolti una serie di dati provenienti sia da studi scientifici precedenti, concernenti l'assetto geologico-stratigrafico, strutturale e idrogeologico, sia da informazioni derivanti da attività di terreno a prevalente carattere idrogeologico e idrochimico, sia dall'analisi dei valori delle precipitazioni e delle temperature. L'attenta disamina, effettuata con un approccio multidisciplinare mediante cui è stato possibile validare le informazioni ottenute con le diverse tecniche di investigazione, ha consentito di analizzare le variabili che entrano in gioco nell'analisi idrogeologica quantitativa riferita ad acquiferi carbonatici dell'Appennino centrale e di dare una interpretazione sulla circolazione idrica sotterranea e sulla sua variabilità in funzione della ricarica.

6.1 DISCUSSIONE DEI RISULTATI DELLO STUDIO CONDOTTO NEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME ASO

Le conclusioni raggiunte nel bacino carbonatico dell'Aso nei Monti Sibillini sono state supportate da una serie di attività che costituiscono parte integrante di questa tesi, quali ad esempio la taratura di nuove stazioni idrometriche mediante la realizzazione di misure di portata in alveo, l'individuazione e la quantificazione delle derivazioni idroelettriche e/o idropotabili per la valutazione della portata residua in alveo al netto dei prelievi e la realizzazione delle analisi chimiche sulle acque campionate.

Lo studio dell'assetto geologico-stratigrafico e strutturale (cft. Paragrafi 4.2.1 e 4.2.2), unitamente ai risultati dello studio idrogeologico condotto nel bacino carbonatico del fiume Aso (cft. paragrafo 4.3) ha permesso di individuare l'esistenza di tre acquiferi, con circolazioni idriche localmente separate, per i quali è stata possibile la caratterizzazione dei parametri idrodinamici e l'individuazione delle principali linee di drenaggio associate alla fessurazione.

La distinzione in tre circolazioni idriche sotterranee è stata confermata anche dai risultati delle indagini idrochimiche ed isotopiche (cft. Paragrafo 4.4): infatti le acque analizzate, tutte bicarbonato calciche-magnesiache sono caratterizzate da differenze geochemiche che ne consentono una ulteriore classificazione in tre gruppi principali.

In sintesi, è stato possibile riconoscere:

- **Complesso dell'Acquifero Basale**: è costituito dalle formazioni del Calcarea Massiccio (NEO), della Corniola (COI) e, localmente, del Bugarone (BUG) e costituisce il livello di base del sistema carbonatico dei Monti Sibillini. È separato idraulicamente dall'acquifero superiore della Maiolica per l'interposizione stratigrafica del Complesso calcareo-silico-marnoso (MSE Marne del M. Serrone, PSD Calcari a Posidonia e CDU Calcari diasprigni umbro-marchigiani) che funge da aquicluda.

L'elaborazione dei dati mesostrutturali ha evidenziato una intensa fratturazione dei litotipi dell'acquifero Basale, i cui valori di permeabilità strutturale (K_{max}) variano da un massimo di $8,8 \times 10^{-2}$ m/s a un minimo di $1,2 \times 10^{-2}$ m/s per il Calcarea massiccio e da un massimo di 1×10^{-1} m/s a un

minimo di $8,9 \times 10^{-5}$ m/s per la Corniola. Ne risulta una permeabilità secondaria elevata, legata allo sviluppo di fratture e carsismo, tale da rendere del tutto trascurabile il ruscellamento superficiale.

- **Complesso dell'acquifero della Maiolica**: è costituito dalla formazione della Maiolica (MAJ) chiusa al letto dal Complesso calcareo-silico-marnoso (MSE Marne del M. Serrone, PSD Calcari a Posidonia e CDU Calcari diasprigni umbro-marchigiani) e al tetto dal Complesso delle Marne a Fucoidi (FUC). Anche in questo caso la circolazione idrica avviene per fessurazione e microcarsismo; i valori di permeabilità strutturale (Kmax) vanno da un massimo di $1,5 \times 10^{-1}$ m/s a un minimo di 4×10^{-3} m/s.
- **Complesso dell'acquifero della Scaglia calcarea**: è costituito dalle formazioni della Scaglia Bianca (SBI) e della Scaglia Rossa (SGO) ed è sostenuto dall'aquiclude delle Marne a Fucoidi. Le misure mesostrutturali hanno fornito valori di permeabilità strutturale (Kmax) dell'ordine di $1,5 \times 10^{-1}$ m/s.

Il bacino idrogeologico dell'acquifero Basale che alimenta il fiume Aso, calcolato su base geologico-strutturale, è rappresentato da un'area di circa 41 km². I limiti orientale, meridionale e occidentale sono rappresentati da importanti elementi strutturali, quali il thrust dei Monti Sibillini (ad Est e Sud-Est) e la faglia ubicata alla base del versante occidentale dei Monti Argentella e Vettoreto, che separa le unità cretache emipelagiche con le unità giurassiche di bacino. A Nord di questo elemento tettonico è presente la paleo faglia giurassica dell'alto strutturale di Palazzo Borghese ad andamento ONO-ESE che separa il sistema Monte Porche-Monte Sibilla.

Il drenaggio sotterraneo avviene principalmente secondo una direzione NNO-SSE, che ricalca l'andamento dei principali elementi tettonici e, subordinatamente, seguendo una direzione ENE-OSO, riconducibile al principale andamento della fase distensiva giurassica.

Secondo questa ricostruzione le aree di ricarica dell'Acquifero Basale sono rappresentate dal settore posto a Sud dell'abitato di Foce, delimitato dai rilievi che circondano la valle che, dal Piano della Gardosa, arriva fino alle pendici del versante settentrionale del Monte Vettore, con il conseguente drenaggio da sud verso nord secondo lo sviluppo assiale della struttura. A conferma di ciò, i risultati delle analisi isotopiche (cfr. Paragrafo 4.4) condotte sui campioni delle sorgenti alimentate dall'acquifero hanno evidenziato una quota media di ricarica di circa 1550 metri s.l.m.

I risultati delle misure di portata realizzate tra il 2009 ed il 2012 (cfr. Paragrafo 4.2.3) nel tratto compreso tra Foce e Tofe, entrambi frazioni del comune di Montemonaco, hanno permesso di valutare un flusso di base medio del fiume Aso di circa 1860 L/s con valori massimi relativi al 2010 di 2230 L/s e minimi nel 2012 pari a circa 1480 L/s. Il valore medio ottenuto, pur risultando più alto rispetto ai valori medi indicati in letteratura per il bacino carbonatico del fiume Aso (1400 L/s) è comunque rappresentativo del flusso di base del corso d'acqua, in quanto derivato da misure effettuate mensilmente nel corso di quattro anni relativamente all'intero periodo di svuotamento degli acquiferi, in cui è assente il ruscellamento superficiale. Inoltre, la variabilità riscontrata nei diversi anni è ad ogni modo indicativa dei cambiamenti subiti dalla ricarica che influenza in maniera diretta il deflusso sotterraneo.

La portata del fiume Aso è sostenuta principalmente dall'apporto dell'Acquifero Basale che trova localmente il suo livello di base nell'alveo del corso d'acqua ad una quota di circa 874 metri s.l.m. e risulta sempre saturo fino alla quota di circa 911 metri, dove sono state trovate le emergenze nel corso di tutte le campagne di misura della portata, anche nei periodi più siccitosi.

Presso l'abitato di Foce è presente la sorgente dell'Aso la cui alimentazione è dipendente dalle oscillazioni naturali della piezometria presente nei depositi detritico-alluvionali del Piano della Gardosa: questa, a sua volta, è condizionata dalle variazioni stagionali e pluriennali dell'apporto meteorico che alimenta sia l'acquifero detritico-alluvionale che quello Basale sottostante. L'analisi delle oscillazioni piezometriche relative a questo settore del bacino dell'Aso (cft. Paragrafo 4.3.3), infatti, unitamente allo studio delle variazioni della ricarica (cft. Paragrafo 4.5), ha evidenziato come esclusivamente nelle annate più piovose e nevose, quali ad esempio il periodo compreso tra l'inverno del 2008 e l'autunno del 2010, il livello piezometrico nell'Acquifero carbonatico Basale, posto a contatto con quello detritico, alimenta un flusso sotterraneo in grado di attivare la sorgente dell'Aso, innalzando i livelli piezometrici nell'acquifero detritico. A riprova dell'alimentazione della sorgente dell'Aso da parte dell'acquifero Basale, le analisi chimiche ed isotopiche condotte su campioni prelevati in corrispondenza dell'emergenza, hanno evidenziato e confermato che esiste una circolazione idrica profonda che coinvolge anche il basamento dolomitico-anidritico del Calcarea massiccio e che alimenta sia la sorgente di Foce che quella captata dal CIIP per scopi idropotabili; infatti, l'analisi comparata delle concentrazioni degli elementi maggiori ne ha evidenziato l'arricchimento in magnesio e solfato (cft. Paragrafo 4.4). Inoltre, i risultati delle indagini di flusso in foro (cft. Paragrafo 4.3.3) hanno confermato l'esistenza di scambi verticali di acqua sotterranea nel Piano della Gardosa in un intervallo di profondità che corrisponderebbe alla base del complesso detritico che colma la valle, al di sotto del quale si trova il substrato roccioso carbonatico, sede dell'acquifero Basale.

Le misure di portata realizzate hanno permesso di calcolare una portata media erogata dall'acquifero Basale di circa 1330 L/, con valori massimi di quasi 1590 L/s nel 2010 e minimi di circa 1025 L/s misurati nel 2012. Confrontando i valori delle diverse campagne di misura, condotte generalmente tra l'inizio della primavera e l'autunno, unitamente alle oscillazioni della superficie piezometrica dell'Acquifero Basale nel settore di Foce e confrontandoli con il regime delle precipitazioni liquide e solide è possibile effettuare le seguenti considerazioni circa l'influenza della ricarica sul regime delle portate erogate dall'acquifero:

- in relazione alla permanenza al suolo del manto nevoso, che ostacola la ricarica, tra Febbraio e Marzo si registra un minimo delle quote della falda;
- dal mese di Marzo a Giugno, in funzione dello scioglimento delle nevi e con la ripresa delle precipitazioni liquide, si osserva la risalita della superficie piezometrica; di conseguenza, i valori massimi della portata vengono misurati con un ritardo di poco superiore al mese rispetto all'inizio dello scioglimento della massa nevosa;
- tra i mesi di Luglio e di Ottobre/Novembre si registra una graduale diminuzione delle portate erogate dall'acquifero conseguente alla diminuzione delle piogge dei mesi estivi;

- da Novembre a Gennaio una modesta risalita dei livelli piezometrici testimonia la ricarica dell'acquifero da parte delle piogge autunnali, caratterizzate generalmente da eventi brevi ma intensi.

Per l'Acquifero Basale l'analisi delle curve di esaurimento (cft. Paragrafo 4.3.2), il cui andamento regolare ha evidenziato come i volumi erogati non risentano in maniera diretta delle precipitazioni durante la fase di svuotamento, ha permesso di calcolare un α dell'ordine di 10^{-3} , un Tasso di Rinnovamento medio prossimo al 60 % e un Tempo di rinnovamento medio delle riserve regolatrici di circa 2 anni; la caratterizzazione effettuata sulla base del coefficiente di esaurimento e dei parametri ad esso correlati ha confermato, quindi, che si tratta di un acquifero di grandi dimensioni, di cui il bacino del fiume Aso con i suoi 1330 L/s di portata media misurata nell'intervallo 2009-2012, rappresenta il recapito principale della circolazione idrica sotterranea del settore sud-orientale della catena dei Monti Sibillini.

Anche nel caso degli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea è l'assetto geologico-stratigrafico e strutturale che controlla la circolazione idrica sotterranea. Infatti, la presenza di importanti elementi strutturali, quali ad Est il sovrascorrimento dei Monti Sibillini ed ad Ovest il sistema di faglie distensive che interessa i versanti occidentali delle dorsali di Monte Argentella-Monte Porche e Monte Bove delimita un settore molto esteso allungato in direzione nord-sud che rappresenta l'area di ricarica degli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea che alimentano il flusso di base non solo dell'Aso ma anche dei fiumi Tenna, Ambro, Tennacola e Fiastrone. Le circolazioni in questi acquiferi, le cui aree di alimentazione hanno quote medie di ricarica calcolate in funzione del $\delta^{18}\text{O}$ di circa 1345 metri s.l.m. (cft. Paragrafo 4.4) e sono rappresentate dai vasti affioramenti della Maiolica e delle formazioni della Scaglia Bianca e della Scaglia Rossa poste principalmente nel settore settentrionale rispetto al corso d'acqua, risultano generalmente tra loro separate per l'interposizione del complesso acquiclude delle Marne a Fucoidi.

La portata media erogata dall'acquifero della Maiolica (cft. Paragrafo 4.3.1) è pari a circa 240 L/s con valori medi annui variabili tra 290 L/s (relativamente al 2009 e 2010) e circa 125 L/s (misurati nel 2012).

La particolarità della curva di esaurimento dell'acquifero della Maiolica è dovuta alla presenza del primo tratto sub rettilineo, il cui contributo è esiguo e, in funzione dell'assetto idrogeologico, potrebbe essere spiegato con il coinvolgimento nei periodi in cui la ricarica è maggiore e, conseguentemente, il livello piezometrico è più elevato, di porzioni di acquifero più estese con conseguente drenaggio in assenza o limitata perdita di energia.

L'analisi delle curve di esaurimento relative all'acquifero della Maiolica (cft. Paragrafo 4.3.2) ha permesso di individuare un duplice andamento nello svuotamento dell'acquifero: infatti, sono stati individuati un primo tratto ad andamento sub orizzontale, cui corrisponde uno svuotamento più lento, ed un secondo con una pendenza maggiore relazionato ad una maggiore velocità di deflusso. La particolarità della curva di esaurimento dell'acquifero della Maiolica è dovuta alla presenza del primo tratto sub rettilineo, il cui contributo è esiguo e, in funzione dell'assetto idrogeologico, potrebbe essere spiegato con il coinvolgimento nei periodi in cui la ricarica è maggiore e, conseguentemente, il livello piezometrico è più elevato, di porzioni di acquifero più estese con conseguente drenaggio in assenza o limitata perdita di energia (Figura 6.1).

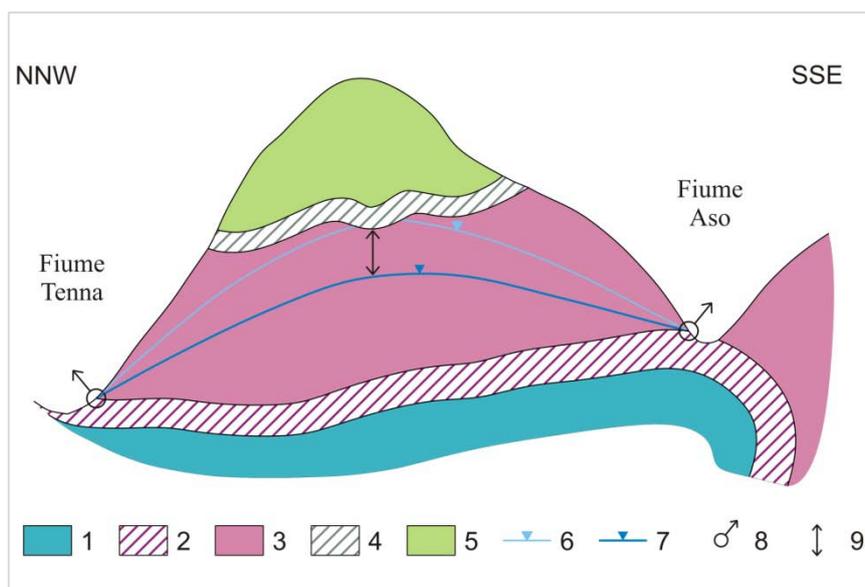


Figura 6.1 – Rappresentazione schematica dello svuotamento dell'acquifero della Maiolica, in funzione delle variazioni della ricarica (disegno non in scala). Legenda: 1) Acquifero Basale; 2) Complesso calcareo-silico-marnoso; 3) Acquifero della Maiolica; 4) Complesso delle Marne a Fucoidi; 5) Complesso della Scaglia calcarea; 6) Superficie piezometrica relativa a periodi con abbondanti ricariche; 7) Superficie piezometrica riferita a particolari situazioni di scarsa ricarica; 8) Sorgenti della Maiolica; 9) Oscillazione della superficie piezometrica.

Infatti, nel biennio 2009-2010 i maggiori apporti idrici legati a valori anomali della ricarica liquida e solida, hanno causato una risalita della superficie piezometrica nel primo periodo dello svuotamento dell'acquifero, cui corrispondono delle velocità di deflusso minori, mentre la diminuzione dei livelli piezometrici conseguenti alla mancata ricarica dell'autunno 2011 e dell'inverno 2012 hanno fatto sì che la circolazione avvenisse nei litotipi prevalentemente calcarei dell'acquifero della Maiolica in maniera più repentina. L'analisi dei parametri caratteristici calcolati per l'acquifero della Maiolica (α dell'ordine di 10^{-2} , T_{rin} prossimo al 25% e t_{mr} di circa 4 anni) ha confermato che si tratta di un acquifero molto esteso, di cui il fiume Aso è soltanto uno dei settori di recapito della circolazione idrica sotterranea.

All'acquifero della Scaglia calcarea, il cui contributo è stato misurato sulla base delle misure effettuate alle sezioni As863 e As795, sono stati attribuiti anche gli incrementi di portata misurati nella coltre detritica pedemontana esterna al dominio carbonatico: tali apporti, infatti, si esauriscono solo in limitati periodi di massima magra e non sono giustificabili con il ruscellamento superficiale. La portata media erogata dall'acquifero della Scaglia calcarea nel periodo 2009-2012 è, quindi, di circa 290 L/s con valori medi annui variabili tra 350 L/s (relativamente al 2010) e circa 210 L/s (misurati nel 2011).

Anche nel caso dell'acquifero della Scaglia calcarea la ricostruzione delle curve di esaurimento (cft. Paragrafo 4.3.2) ha evidenziato la presenza di due segmenti distinti, descrivendo delle curve con una pendenza maggiore nel primo tratto e minore nel secondo. La netta presenza dei due tratti a pendenza differente è stata attribuita ad una doppia modalità di svuotamento dell'acquifero fratturato: l'intervallo ad esaurimento rapido corrisponderebbe ad una circolazione idrica in una rete di fratture evolute (tendenti al carsismo), cui segue, in tempi più lunghi, il contributo del reticolo di fratture a minor grado di interconnessione, che garantisce il deflusso in fase di magra.

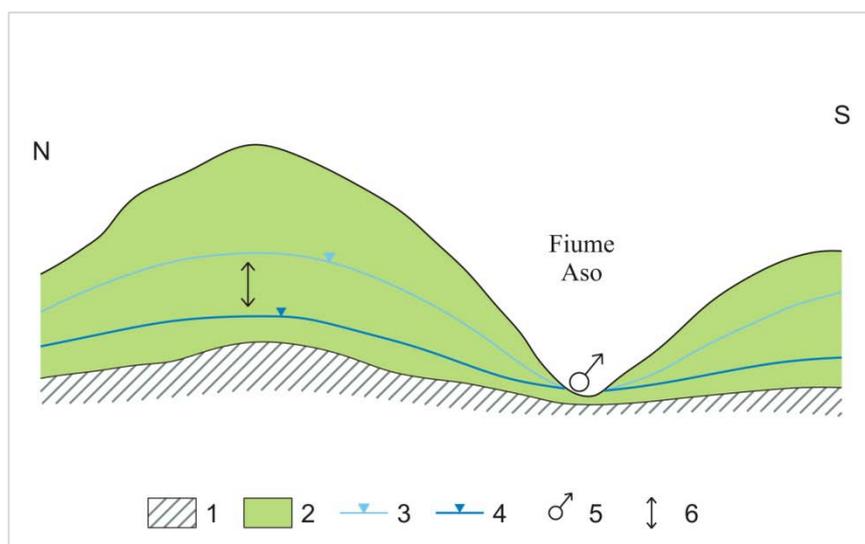


Figura 6.2 – Rappresentazione schematica dello svuotamento dell'acquifero della Scaglia calcarea in funzione delle variazioni della ricarica. Legenda: 1) Complesso delle Marne a Fucoidi; 2) Complesso della Scaglia calcarea; 3) Superficie piezometrica relativa a periodi con abbondanti ricariche; 4) Superficie piezometrica riferita a particolari situazioni di mancata o scarsa ricarica; 5) Sorgenti della Scaglia calcarea; 6) Oscillazione della superficie piezometrica.

Rispetto a quello della Maiolica, l'acquifero della Scaglia calcarea è caratterizzato da un coefficiente medio d'esaurimento α di un ordine di grandezza più basso, dell'ordine di 10^{-3} , che evidenzia una minore velocità nello svuotamento; il Tasso di rinnovamento medio calcolato è inferiore al 50% e il Tempo di rinnovamento medio delle riserve regolatrici è superiore ai 2 anni. Anche per l'acquifero della Scaglia calcarea, quindi, si può affermare che il bacino del fiume Aso rappresenta uno dei punti di drenaggio di una circolazione idrica sotterranea più estesa.

Infine, per la valutazione della ricarica e degli effetti che le sue normali variazioni stagionali ed annuali inducono sull'alimentazione degli acquiferi e sul regime delle portate erogate è stato condotto uno scrupoloso studio sulle temperature e sulle precipitazioni, sia liquide che nevose, che caratterizzano questo settore dei Monti Sibillini (cft. Paragrafo 4.5).

La variabilità delle temperature e delle piogge, in funzione della quota, ha evidenziato un'ottima relazione permettendo di valutare i gradienti termico ($-0,65 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$) e pluviometrico ($-41,3 \text{ mm}/100 \text{ m}$). Sebbene quest'ultimo valore possa sembrare errato, in realtà rappresenta una peculiarità delle condizioni climatiche di questo settore dell'Appennino, caratterizzato da rilievi montuosi che arrivano quasi a 2500 metri di altitudine, nei quali per i mesi invernali alle alte quote la precipitazione liquida è sostituita da quella solida.

L'influenza della ricarica sul regime degli acquiferi è stata confermata anche dall'analisi dei tempi che intercorrono tra l'inizio dello scioglimento delle nevi e la registrazione dell'aumento delle portate erogate (valutata grazie alle misure in continuo delle stazioni idrometriche), che avviene, generalmente, con un ritardo superiore al mese. Per tale motivo nel calcolo dei bilanci idrogeologici relativi ai quattro anni per i quali sono state condotte le misure di portata bisogna considerare la ricarica tra il mese di Novembre dell'anno precedente e quello di Ottobre.

L'Infiltrazione efficace calcolata per il bacino del fiume Aso sulla base dell'analisi della ricarica ne ha evidenziato una forte variabilità, funzione sia dell'estensione areale e del dislivello che lo caratterizza (circa 1500 metri), sia delle variazioni climatiche che determinano differenze nei diversi anni (Tabella 6.1). Il valore medio su tutto il bacino valutato in circa 1020 mm/annui, quindi, deve intendersi come rappresentativo dell'ampia variabilità del parametro Infiltrazione efficace, calcolato per le diverse stazioni nei diversi anni.

I _{eff} (mm)	MEDIA (2008-2012)	2008	2009	2010	2011	2012
MONTEMONACO	504	442	862	566	558	484
STAZIONE "1550"	774	526	1243	688	778	644
MONTE PRATA	1665	1859	2068	2028	998	687
MONTE BOVE SUD	1131	1238	1404	1392	1259	709
<i>Media su tutto il bacino</i>	1018	<i>1016</i>	<i>1394</i>	<i>1168</i>	<i>898</i>	<i>631</i>

Tabella 6.1 – Valori di Infiltrazione efficace media ed annuale calcolati sulla base della ricarica.

Per l'acquifero Basale, a cui è stata attribuita un'area di alimentazione di circa 41 Km² sulla base dell'assetto geologico-strutturale, il bilancio idrogeologico effettuato in funzione delle portate medie annuali relative all'intero periodo di svuotamento dell'acquifero, ha permesso di valutare l'Infiltrazione efficace relativa ad ogni anno e al valore medio dell'intero periodo per il quale sono state condotte le misure di portata (Tabella 6.2): i valori ottenuti sono confrontabili con quelli medi calcolati sulla base delle precipitazioni, sottolineando come l'approccio multidisciplinare utilizzato per la valutazione della ricarica e la caratterizzazione dell'acquifero abbia permesso di determinare un modello idrogeologico concettuale rappresentativo dell'influenza della variabilità del regime della ricarica sulla circolazione idrica sotterranea.

MEDIA	2009	2010	2011	2012
A = 41 Km ²				
Q _{media} = 1,282 m ³ /s	Q _{media} = 1,486 m ³ /s	Q _{media} = 1,588 m ³ /s	Q _{media} = 1,213 m ³ /s	Q _{media} = 0,955 m ³ /s
I _{eff} = 986 mm	I _{eff} = 1143 mm	I _{eff} = 1221 mm	I _{eff} = 933 mm	I _{eff} = 735 mm

Tabella 6.2 – Valori di Infiltrazione efficace media ed annuale, calcolati in funzione delle portate medie erogate dall'acquifero Basale e dell'area del bacino.

Per l'anno 2012, attraverso il coefficiente di esaurimento è stata valutata la portata a 140 e 170 giorni dall'inizio dell'esaurimento, al fine di ottenere un valore della portata media annua rappresentativo di tutto lo svuotamento dell'acquifero. Il valore ottenuto (955 L/s) ha permesso di calcolare un valore di infiltrazione efficace di circa 735 mm, da considerarsi rappresentativo di un anno (il 2012) caratterizzato da condizioni di scarsa ricarica.

Il bilancio idrogeologico ha consentito inoltre di convalidare l'estensione del bacino di alimentazione dell'acquifero Basale individuato su base geologico-strutturale, poiché il valore medio di infiltrazione efficace che ne deriva (986 mm/anno) risulta molto simile a quello calcolato sulla base della ricarica (1018 mm/anno).

Il confronto relativo ai singoli anni, evidenzia discrepanze maggiori dell'Infiltrazione efficace ma comunque comprese tra il 4 e il 12%.

Sulla base dei valori di Infiltrazione efficace calcolati in funzione della ricarica, considerando quindi un valore medio di 986 mm/anno, è possibile stimare che le aree di alimentazione degli acquiferi della Maiolica e della Scaglia calcarea abbiano un'estensione media di circa 7,5 Km², il primo, e di circa 9 Km², il secondo: l'intero bacino carbonatico del fiume Aso avrebbe, quindi, un'estensione di circa 57,5 Km².

In funzione del flusso di base medio del bacino carbonatico del fiume Aso, valutato in circa 1980 L/s, considerando l'area di alimentazione proposta da NANNI & PETITTA nel 2012, che prevedono due ipotesi di estensione dell'intero bacino carbonatico del fiume Aso, una di 43,8 Km² e l'altra di 50,9 km², risultano rispettivamente dei valori di Infiltrazione efficace di quasi 1425 mm/anno e di circa 1225 mm/anno. Questi valori risultano più elevati e non confrontabili con quelli ottenuti in funzione della ricarica, mettendo in evidenza come le ipotesi da loro proposte sull'estensione del bacino carbonatico che alimenta il fiume Aso siano sottostimate.

In conclusione, lo studio realizzato nel bacino carbonatico del fiume Aso mediante un approccio multidisciplinare ha portato all'individuazione di tre circolazioni distinte e sovrapposte negli acquiferi Basale, della Maiolica e della Scaglia calcarea per i quali è stato valutato un flusso di base medio complessivo di circa 1860 L/s nel periodo 2009-2012. La circolazione, che avviene prevalentemente secondo direttrici di flusso NNO-SSE che sono condizionate dall'assetto strutturale e stratigrafico, è influenzata direttamente (nel giro di poco più di un mese) dal regime stagionale e annuale di variazione della ricarica liquida e, in particolare, nevosa che è stata valutata con valori medi su lungo periodo pari a circa 1000 mm/anno.

6.2 DISCUSSIONE DEI RISULTATI DELLO STUDIO CONDOTTO NEL BACINO CARBONATICO DEL FIUME SAGITTARIO

Le conclusioni raggiunte nell'alto bacino carbonatico del fiume Sagittario sono state basate principalmente sulle misure di portata eseguite nel corso degli anni 2009 e 2010 nel settore compreso tra il bacino idroelettrico di San Domenico e le sorgenti del Cavuto.

Infatti, dallo studio condotto da BONI & RUISI nel 2005 l'alveo del fiume Sagittario risultava secco fino alle sorgenti del Cavuto, mentre TEMPERINI nel 2007 ne aveva evidenziato il regime in funzione dell'intero rilascio operato dall'invaso di San Domenico, all'epoca non in funzione per problemi di manutenzione.

Le misure condotte nel corso di questo studio (cft. Paragrafo 5.3.1) hanno, quindi, evidenziato come la portata del fiume Sagittario nel primo settore sia condizionata dalla presenza delle derivazioni idroelettriche, che rilasciano modesti quantitativi idrici nell'alveo del fiume, valutati in circa 50 L/s per il rilascio operato subito a valle della diga e in circa 317 L/s per il rilascio operato in località Serrastucco. Per le particolari condizioni idrogeologiche di questo settore, le acque tendono ad infiltrarsi nel sottosuolo, determinando la presenza di decrementi in alveo valutati in 50 L/s subito a valle dell'invaso e in circa 176 L/s nel settore compreso tra la località di Serrastucco ed Anversa degli Abruzzi. Come già osservato da Temperini, queste

acque che si infiltrano contribuiscono ad alimentare il gruppo sorgivo del Cavuto, per il quale è stata misurata una portata media per il biennio 2009-2010 di circa 1860 L/s. La portata media relativa al 2009 è di 1837 L/s, quella del 2010 è di 1873 L/s.

L'analisi delle curve di esaurimento ricostruite per il 2009 e il 2010 (cft. Paragrafo 5.3.2) ha evidenziato come la curva caratteristica di scarico dell'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto sia caratterizzata da un primo tratto subrettileo, un secondo a pendenza maggiore ed un terzo asintotico all'asse dei tempi. La particolarità della curva di svuotamento è rappresentata proprio dal primo tratto sub rettilineo e dall'aumento di pendenza che c'è tra il primo ed il secondo segmento: l'intervallo iniziale corrisponderebbe all'allagamento di cavità carsiche che non permetterebbe il deflusso sotterraneo, determinando, quindi, uno svuotamento molto lento o inesistente. Solo successivamente, con l'arrivo di nuove acque di precipitazione e/o per lo scioglimento delle nevi, si avrebbe la risalita del livello delle acque e, quindi, la fuoriuscita con il conseguente deflusso sotterraneo verso l'acquifero (Figura 6.3).

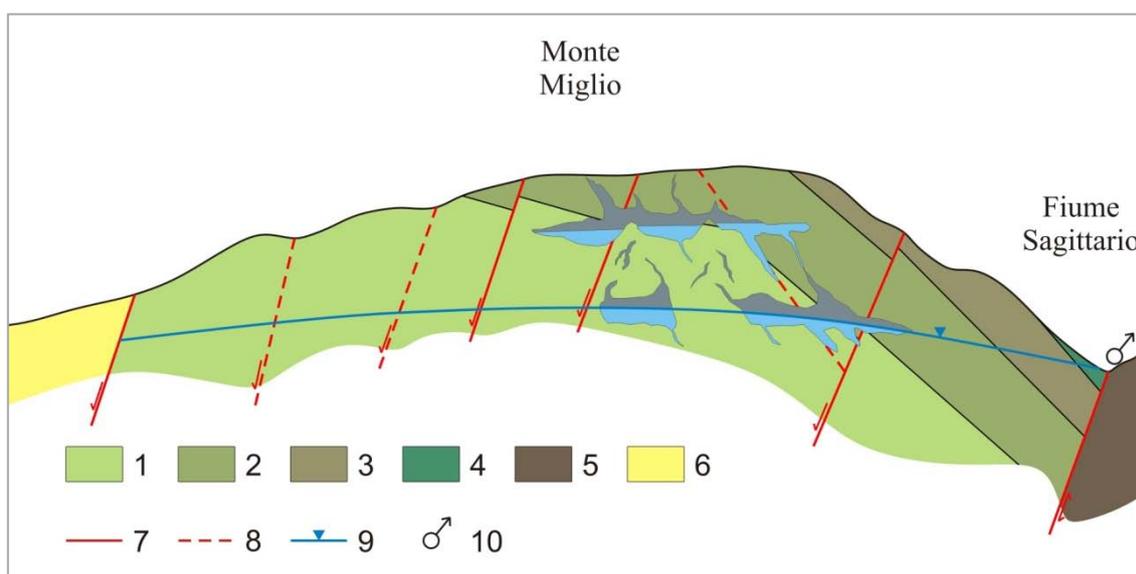


Figura 6.3 – Rappresentazione schematica dello svuotamento dell'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto.
Legenda: 1) ECO; 2) ELL; 3) ECC (Complesso dei calcari detritico-organogeni); 4) BLS; 5) CTN, CFR e CBZ (Complesso dei calcari detritici); 6) UAP; 7) Faglia; 8) Faglia presunta; 9) Superficie piezometrica; 10) Sorgenti del Cavuto.

Ne deriva un coefficiente di “svuotamento” dell'ordine di 10^{-3} e un coefficiente di esaurimento α dell'ordine di 10^{-4} : la differenza di un'ordine di grandezza sarebbe legata, quindi, allo svuotamento più lento che caratterizza il primo e l'ultimo segmento della curva caratteristica. La caratterizzazione effettuata sulla base di α e dei parametri ad esso correlati (T_{rin} : 90% e t_{rm} : superiore ad 1 anno), ha confermato che si tratta di un acquifero molto esteso di cui il gruppo sorgivo del Cavuto rappresenta il recapito principale. Il valore elevato del Tasso di Rinnovo, che rappresenta i volumi d'acqua rinnovati nell'anno idrologico per effetto dell'Infiltrazione efficace, ha confermato per il biennio 2009-2010 una situazione di ricarica anomala.

Lo studio dell'assetto geologico-stratigrafico e strutturale (cft. Paragrafi 5.2.1 e 5.2.2), unitamente ai risultati dello studio idrogeologico condotto nell'alto bacino carbonatico del fiume Sagittario (cft. paragrafo 5.3) e

delle analisi chimico-fisiche (cft. Paragrafo 5,4), che hanno evidenziato come le acque del gruppo del Cavuto interagiscano con litologie prettamente calcaree, ha permesso di individuare una circolazione idrica che avviene principalmente nel *Complesso dei calcari detritico-organogeni* e nel *Complesso dei calcari detritici*: l'area di alimentazione avrebbe un'estensione di circa 53,2 Km² e coinvolgerebbe tutto il settore settentrionale dell'idrostruttura della Montagna Grande, che si estende in senso longitudinale tra le pendici settentrionali del rilievo di Monte della Selva (1384 m s.l.m.), a Nord, e le pendici meridionali di Monte Miglio (1711 m s.l.m.), a Sud; trasversalmente i limiti del bacino sono rappresentati dai versanti occidentali ed orientali della dorsale costituita dai rilievi di Serra Palancara (1468 m s.l.m.) e Monte Mezzana (1790 m s.l.m.). Infine, verso Sud-Est il limite è rappresentato dalla dorsale di Colle S. Martino (1247 m. s.l.m.) e di Colle S. Michele (847 m s.l.m.), posta in riva destra del corso del fiume Sagittario nel tratto compreso tra il lago di San Domenico e Anversa degli Abruzzi. I risultati delle analisi isotopiche (cft. Paragrafo 5.4) hanno confermato l'estensione dell'area di ricarica dell'acquifero permettendo di valutare una quota media di ricarica di circa 1350 metri s.l.m.

Infine, per la valutazione della ricarica e degli effetti che le sue normali variazioni stagionali ed annuali inducono sull'alimentazione dell'acquifero e sul regime delle portate erogate dal gruppo del Cavuto è stato condotto uno scrupoloso studio sulle temperature e sulle precipitazioni, sia liquide che nevose, che caratterizzano il settore della Montagna Grande (cft. Paragrafo 5.5).

La variabilità delle temperature in funzione della quota ne ha evidenziato una buona relazione permettendo di valutare un gradiente termico di $-0,67\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

L'analisi del regime pluviometrico è stata condotta sulla base dei dati disponibili nell'intervallo 2002-2012, al fine di avere un quadro generale sulla variabilità spaziale e temporale delle precipitazioni: i risultati principali sono rappresentati dal fatto che non è possibile individuare una relazione tra la variazione altimetrica e l'entità delle precipitazioni, poiché questo settore della Montagna Grande è caratterizzato da un regime pluviometrico fortemente variabile, che risulta anche influenzato, nel periodo invernale, dalle precipitazioni nevose.

Questa forte variabilità, funzione sia dell'estensione areale e del dislivello, che delle variazioni climatiche che determinano differenze nei diversi anni, ha fatto sì che anche i valori di Infiltrazione efficace calcolati sulla base dell'analisi della ricarica, sia liquida che solida (ove presente) ricoprino un ampio range (Tabella 6.3). Il valore medio calcolato per il periodo 2002-2012, valutato in circa 670 mm/annui, deve intendersi rappresentativo dell'ampia variabilità del parametro Infiltrazione efficace, calcolato per le diverse stazioni nei diversi anni. La conferma viene, inoltre, dal valore medio relativo al biennio nel quale sono state condotte le misure, calcolato in circa 925 mm/annui, a testimonianza di come questi due anni siano stati caratterizzati da valori particolarmente elevati della ricarica.

I_{eff} (mm)	MEDIA (2002-2012)	MEDIA (2009-2010)	P_{eff} 2010	P_{eff} 2009
VILLALAGO	684	874	939	809
BARREA	496	654	-	654
SCANNO	425	629*	648*	610*
PASSO GODI	1081*	1346*	1534*	1157*
<i>Media</i>	672	924	1040	808

Tabella 6.3 – Valori di Infiltrazione efficace media ed annuale calcolati sulla base della ricarica.

Per l'acquifero delle sorgenti del Cavuto, a cui è stata attribuita un'area di alimentazione di circa 53 Km² sulla base dell'assetto geologico-strutturale, il bilancio idrogeologico è stato effettuato in funzione delle portate medie annuali relative all'intero periodo di svuotamento dell'acquifero e della valutazione del contributo proveniente dai decrementi in alveo misurati nel primo settore del corso d'acqua (valutati in circa 174 L/s per il 2009 e in 224 L/s per il 2010); l'analisi dei dati ha permesso di valutare l'Infiltrazione efficace relativa ad ogni anno e al valore medio dell'intero periodo per il quale sono state condotte le misure di portata (Tabella 6.4).

MEDIA	2009	2010
A = 53 Km ²	A = 53 Km ²	A = 53 Km ²
$Q_{media} = 1,633 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q_{media} = 1,609 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q_{media} = 1,649 \text{ m}^3/\text{s}$
$I_{eff} = 972 \text{ mm}$	$I_{eff} = 957 \text{ mm}$	$I_{eff} = 981 \text{ mm}$

Tabella 6.4 – Valori di Infiltrazione efficace media ed annuale, calcolati in funzione delle portate medie erogate dal gruppo del Cavuto e dell'area di alimentazione.

I valori ottenuti sono confrontabili con quelli medi calcolati sulla base delle precipitazioni, sottolineando come l'approccio multidisciplinare utilizzato per la valutazione della ricarica e la caratterizzazione dell'acquifero abbia permesso di determinare un modello idrogeologico concettuale rappresentativo dell'influenza della variabilità del regime della ricarica sulla circolazione idrica sotterranea.

Il bilancio idrogeologico ha consentito inoltre di convalidare l'estensione del bacino di alimentazione dell'acquifero che alimenta le sorgenti del Cavuto, individuato su base geologico-strutturale, poiché il valore medio di infiltrazione efficace che ne deriva (972 mm/anno) risulta molto simile a quello calcolato sulla base della ricarica (924 mm/anno).

Il confronto relativo ai singoli anni, evidenzia discrepanze maggiori dell'Infiltrazione efficace ma comunque comprese tra l'8 e il 18 %.

In conclusione, lo studio realizzato nell'alto bacino carbonatico del fiume Sagittario mediante un approccio multidisciplinare ha portato all'individuazione di una circolazione idrica basale che avviene nel Complesso dei calcari detritico-organogeni e nel Complesso dei calcari detritici e che alimenta il gruppo sorgivo del Cavuto per una portata media complessiva valutata in circa 1860 L/s nel periodo 2009-2010. Al contributo della precipitazioni, sia liquide che nevose, il cui regime influenza direttamente la variabilità annuale della ricarica, è associato anche quello proveniente dai decrementi in alveo che si registrano tra lo sbarramento

idroelettrico di San Domenico e le sorgenti del Cavuto, che rappresentano il punto di recapito principale della circolazione idrica profonda dell'intero settore settentrionale dell'idrostruttura della Montagna Grande.

7 CONCLUSIONI

Lo studio condotto nei bacini carbonatici dei fiumi Aso e Sagittario è stato basato sull'applicazione di metodologie multidisciplinari, il cui confronto ha reso possibile l'analisi e la validazione dei risultati ottenuti mediante le diverse tecniche di investigazione. Il risultato finale è stata la caratterizzazione dei grandi acquiferi fratturati e dei principali punti di drenaggio sotterraneo, oltre la valutazione dell'influenza della variabilità della ricarica sul regime delle acque sotterranee.

Poiché la maggior parte dei grandi acquiferi carbonatici dell'Appennino centrale, siano essi appartenenti al dominio Umbro-Marchigiano o a quello Laziale-Abruzzese, presentano caratteristiche morfologiche tali da non rendere spesso possibile lo svolgimento di indagini "convenzionali", le informazioni disponibili consistono nel bilancio idrogeologico, determinato mediante le misure di portata delle sorgenti e del flusso di base dei corsi d'acqua e l'individuazione delle aree di ricarica, a cui corrisponde la ricarica media della falda.

L'analisi dell'assetto geologico-stratigrafico e strutturale permette sia di delimitare i grandi acquiferi regionali sia di individuare l'esistenza, come nel caso del bacino del fiume Aso, di acquiclude che determinano la presenza di circolazioni separate al di sopra di quella basale, più profonda. Inoltre, è possibile valutare l'influenza dell'assetto geologico-strutturale sulle principali linee di drenaggio sotterraneo.

Attraverso la realizzazione di misure di portata, in assenza di un monitoraggio in continuo, è possibile valutare la portata erogata dagli acquiferi e, mediante la ricostruzione delle curve di scarico, caratterizzare la fase dell'esaurimento degli acquiferi non influenzata direttamente dalle precipitazioni. I risultati dell'analisi possono permettere, infatti, di dare importanti interpretazioni sui tempi e le modalità di svuotamento degli acquiferi oltre alla caratterizzazione da un punto di vista idrogeologico.

Il modello idrogeologico concettuale, basato sui dati quantitativi e sull'assetto geologico-strutturale, trova eventuali conferme sulla base delle caratteristiche idrogeochimiche delle acque delle principali emergenze riconosciute, che costituiscono, quindi, un complemento particolarmente utile alla conoscenza idrogeologica. Infatti, l'applicazione di metodologie chimiche e isotopiche permette di ottenere informazioni sul percorso evolutivo delle acque nei settori degli acquiferi che non possono essere facilmente monitorati e di avanzare ipotesi integrate sull'origine, il mescolamento ed i processi chimici e fisici che controllano la dinamica sotterranea. Ne sono un esempio i risultati delle analisi chimiche condotte nel bacino del fiume Aso, dove le differenze geochimiche hanno permesso di classificare le acque campionate in tre gruppi principali, riferibili ai diversi acquiferi riconosciuti su base geologico-strutturale e idrogeologica; nel bacino del fiume Sagittario, invece, le analisi chimiche hanno permesso di ricondurre le acque campionate ad un unico sistema.

Inoltre, l'analisi isotopica è fondamentale per determinare le quote medie delle aree di ricarica e, quindi, per confermare l'estensione dei bacini idrogeologici individuati dallo studio dell'assetto geologico-strutturale ed idrogeologico.

Infine, e questo è stato un aspetto fondamentale di questa Tesi di Dottorato, attraverso l'analisi dettagliata dei parametri climatici (temperature, pioggia e neve), è possibile quantificare la ricarica degli acquiferi da parte delle precipitazioni e ricostruirne il regime della variabilità annuale e pluriennale. Soltanto mediante il confronto con le variazioni dei livelli piezometrici e della portata erogata dagli acquiferi è, quindi, possibile determinarne l'influenza sul regime delle acque sotterranee. In particolare, i risultati ottenuti nei due bacini oggetto dello studio, hanno permesso di evidenziare come determinante sia per gli acquiferi carbonatici dell'Appennino Umbro-Marchigiano e Laziale-Abruzzese, il ruolo svolto dalle nevi nella ricarica degli acquiferi.

I risultati ottenuti nello studio condotto nei bacini "pilota" dei fiumi Aso e Sagittario, rappresentativi del dominio Umbro-Marchigiano e di quello Laziale-Abruzzese, hanno permesso di evidenziare come l'approccio multidisciplinare, utilizzato per lo studio di idrostrutture carbonatiche dell'Appennino centrale, sia determinante per la caratterizzazione di questa tipologia di acquiferi. Per tale motivo, l'integrazione di differenti tecniche di investigazione e la validazione dei risultati ottenuti con le diverse metodiche, rappresenta una procedura standard che può e deve essere applicata nello studio degli acquiferi carbonatici fratturati. In particolare, rispetto a quanto proposto per lo studio di acquiferi carsici da GOLDSCHIEDER & DREW nel 2007, i risultati ottenuti in questo studio hanno evidenziato che all'analisi geologico-strutturale, idrogeologica e geochemica, deve essere associata una scrupolosa analisi climatologica.

8 BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B., DEVOTO G., LA MONICA G.B., PRATURLON A., SIRNA G. & ZALAFFI M. (1969) – *Il Neogene nell'Appennino Laziale-Abruzzese*. Giorn. Geol., IV Congr. Intern. Comit. Neog. Medit., 19-30 Settembre 1967, ser. 2, **35** (4), 235-268.
- ACCORDI B., CARBONE F., CIVITELLI G., CORDA L., DE RITA D., ESU D., FUNICIELLO R., KOSTAKIS T., MARIOTTI G. & SPOSATO A. (1988) – *Lithofacies map of the Latium-Abruzzi and neighbouring areas*. C.N.R., Quaderni Ricerca Scientifica, **114** (5), pp. 223.
- ADINOLFI FALCONE R., FALGIANI A. PARISSÉ B., PETITTA M., SPIZZICO M. & TALLINI M. (2008) – *Chemical and isotopic ($\delta^{18}O\%$, $\delta^2H\%$, $\delta^{13}C\%$, ^{222}Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratori – central Italy)*. Journal of Hydrology, **357**, 368-388.
- ANDREO B., VÍAS J., DURÁN J. J., JIMÉNEZ P., LÓPEZ-GETA J. A. & CARRASCO F. (2008) - *Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifers: application to pilot sites in southern Spain*. Hydrogeology Journal, **16**, 911-925.
- BANZATO C., DE WAELE J., FIORUCCI A. & VIGNA B. (2011) – *Study of springs and karst aquifers by monitoring and geochemical analysis*. Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology. 1-3 September 2011. Besancon, France. 45-48.
- BAKALOWICZ M. (2005) - *Karst groundwater: a challenge for new resources*. Hydrogeology Journal, **13**, 148-160.
- BARBIERI M., PETITTA M., D'AMELIO L., DESIDERIO G., RUSI S., MARCHETTI A., NANNI T. & TALLINI M. (2003) – *Gli isotopi ambientali (^{18}O , 2H , e $^{87}Sr/^{86}Sr$) nelle acque sorgive dell'appennino Abruzzese: considerazioni sui circuiti sotterranei negli acquiferi carbonatici*. Atti I° Convegno Nazionale AIGA, 69-81.
- BARBIERI M., PETITTA M., TALLINI M. (2005) - *Stable isotopes (2H , ^{18}O and $87/86Sr$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, Central Italy)*. Applied Geochemistry, **20** (11), 2063-2081.
- BOILA P., MARCHETTI G., & MATTIOLI B. (1983) – *Lineamenti idrogeologici della struttura del Monte Cucco (Umbria)*. Proceedings International Meeting Carso di alta montagna. Imperia, 30 April - 4 Maggio 1982, **1**, 313-323.
- BONACCI O. (1993) – *Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers*. Hydrological Sciences Journal, **38**(1), 51-62.
- BONI C. (2000) – *Karst aquifers of the Central Apennines*. Hydrogéologie, **4**, 49-62.
- BONI C., BALDONI T., BANZATO F., CASCONI D. & PETITTA M. (2010a) – *Studio idrogeologico degli acquiferi del Parco Nazionale dei Monti Sibillini*. Atti dei Convegni Lincei. **254** IX Giornata mondiale dell'acqua. Il bacino del Tevere. Roma, 23 Marzo 2009, 119-133.
- BONI C., BALDONI T., BANZATO F., CASCONI D. & PETITTA M. (2010b) – *Studio idrogeologico per l'identificazione, la caratterizzazione e la gestione degli acquiferi nel Parco Nazionale dei Monti Sibillini. Hydrogeological study for identification, characterisation and management of groundwater resources in the Sibillini mountains National Park (central Italy)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **2**, 21-39.
- BONI C. & BONO P. (1984) – *Essai de bilan hydrogeologique dans une region karstique de l'Italie centrale*. Hydrogeology of karstic terrains, cases histories. International contributions to hydrogeology, **1**, Hannover.
- BONI C., BONO P. & CAPELLI G. (1986) – *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **35** (2), 991-1012.
- BONI C. & PETITTA M. (2007) – *Studio idrogeologico per l'identificazione e la caratterizzazione degli acquiferi che alimentano le sorgenti dei corsi d'acqua perenni dei Monti Sibillini, esteso all'intera area del Parco Nazionale*. Rapporto definitivo. Contratto di studio e ricerca. Autorità di Bacino del Fiume Tevere – Parco Nazionale dei Monti Sibillini - Dipartimento Scienze della Terra Università di Roma “La Sapienza”.

- BONI C. & RUISI M. (2005) – *Carta idrogeologica della Marsica orientale. Scala 1:50000* – Pubblicazione GNDCI-CNR n. 2866, Roma.
- BORTOLAMI G. (1977) – *Utilizzazione degli isotopi ambientali in idrogeologia, PARTE 1: Gli isotopi dell'idrogeno e dell'ossigeno*. Boll. della Associazione Mineraria Subalpina, A14, n.1, 33-52.
- BRUNETTI M., LENTINI G., MAUGERI M., NANNI T., SIMOLO C., & SPINONI J. (2009) – *Estimating local records for Northern and Central Italy from a sparse secular temperature network and from 1960-1990 climatologies*. Adv. Sci. Res., **3**, 63-71.
- CALAMITA F. (1990) – *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, **4**, 83-117.
- CALAMITA F. & DEIANA G. (1986) – *Evoluzione strutturale Neogenico-Quaternaria dell'appennino Umbro-Marchigiano*. Studi Geologici Camerti. Vol. Spec. "La geologia delle Marche", 91-98.
- CALAMITA F., PIZZI A., ROMANO A., ROSCIONI M., SCISCIANI V. & SECCHIONI G. (1995) – *La tettonica quaternaria nella dorsale appenninica Umbro-Marchigiana: una deformazione progressiva non assiale*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1995(1), 203-223.
- CALAMITA F., PIZZI A. & ROSCIONI M. (1992) – *I "fasci" di faglie recenti e attive di M. Vettore-M. Bove e di M. Castello-M. Cardosa (Appennino umbro-marchigiano)*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1992(1), 81-96.
- CALOEIRO T., COSCIARELLI R., FERRARI E. & MANCINI M. (2011) – *Precipitation change in Southern Italy linked to global scale oscillation index*. Nat. Hazard Earth Syst. Sci., **11**, 1683-1694.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., DIDASKALOU P., MICARELLI A., NAPOLEONE G. & POTETTI M. (2002) – *Elementi di correlazione nella successione marina plio-pleistocenica nel bacino periadriatico marchigiano*. Studi Geol. Camerti, Nuova serie, **1**, 33-50.
- CELICO P. (1983) – *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale: Progetti speciali per gli schemi idrici nel Mezzogiorno*. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, **4 (2)**, 1-225.
- CELICO P. (1986) - *Prospezioni idrogeologiche*. Liguori Editore, vol. **1** e vol.**2**, Napoli.
- CELICO P. (2003) – *Elementi di idrogeologia*. Liguori Editore, Napoli.
- CELICO P., GONFIANTINI R., KOIZUMI M. & MANGANO F. (1984) – *Environmental isotope studies of limestone aquifers in central Italy*. IAEA SM 270/84.
- CENCETTI C., DRAGONI W. & NEJAD MASSOUM M. (1989) – *Contributo alle conoscenze delle caratteristiche idrogeologiche del Fiume Nera (Appennino centro-settentrionale)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, **24**.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI M., DEIANA G., MICARELLI A. & PIERUCCINI U. (1971) – *Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, **1**, 7-90.
- CENTAMORE E., JACOBACCI A. & MARTELLI G. (1973) – *Modello strutturale umbro-marchigiano. Correlazioni con le regioni adiacenti*. Boll. Serv. Geol. D'It., **93**, 155-188.
- CHECCUCCI R. (2007) – *Definizione dei parametri idrodinamici degli acquiferi tramite la definizione del coefficiente di esaurimento*. Acque sotterranee, **109**. Ottobre 2007.
- CIPOLLARI P. & COSENTINO D. (1995) – *Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution*. Tectonophysics, **252**, 375-389.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & PAROTTO M. (1995) - *Modello cinematico strutturale dell'Italia centrale*. Studi Geologici Camerati, Volume Speciale 1995/2, 135-143.
- CIPOLLARI P., COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1999) – *Extension- and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event*. Tectonophysics, **315**, 163-185.
- CIVITA M. (2005) – *Idrogeologia applicata e ambientale*. Casa Editrice Ambrosiana, Milano.
- CIVITA M.V. (2008) - *An improved method for delineating source protection zones for karst springs based on analysis of recession curve data*. Hydrogeology Journal, **16**, 855–869.

- CIVITELLI G. & BRANDANO M. (2005) – *Atlante delle facies e modello deposizionale dei calcari a briozoi e litotamni nella piattaforma carbonatica laziale-abruzzese*. Boll. Soc. Geol. It., **124** (3), 611-643.
- CLARK I. & FRITZ P. (1997) – *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, New York, 328 pp.
- COLACICCHI R. (1967) – *Geologia della Marsica orientale*. Geol. Romana, **6**, 189-316.
- COLACICCHI R., DEVOTO G. & PRATURLON A. (1967) – *Depositi messiniani oligoalini al bordo orientale del Fucino e descrizione di Tyrrenocythere ruggierii DEVOTO, nuova specie di Ostracode*. Boll. Soc. Geol. It., **86**, 21-37.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALLI G. (1970) – *Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano e ipotesi per un suo inquadramento regionale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**, 839-874.
- COLACICCHI R., PIALLI G. & PRATURLON A. (1978) – *Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione di breccie e megabreccie: l'esempio della Marsica (Appennino centrale)*. Quad. Fac. Di Ing., Univ. Ancona, **21**, 295-328.
- COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1965) – *Stratigraphical and paleogeographical investigations on the Mesozoic shelfedge facies in eastern Marsica (central Apennines, Italy)*. Geol. Romana, **4**, 89-118.
- COMMISSIONE EUROPEA (2010) – *Carenza idrica e siccità nell'Unione europea*. Acqua. Da http://ec.europa.eu/environment/pubs/pdf/factsheets/water_scarcity/it.pdf, 4 pp.
- COOPER J.C. & BURBI L. (1987) – *The geology of the Central Sibillini Mountains*. Mem. Soc. Geol. It., **35**, 323-347.
- CRAIG H. (1961) – *Isotopic variation in meteoric waters*. Science, **133**, 1702-1703.
- CRESCENTI U. (1969) – *Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese*. Mem. Soc. geol. It., **8**, 343-420.
- DAMIANI A.V., CHIOCCINI M., COLACICCHI R., MARIOTTI G., PAROTTO M., PASSERI L. & PRATURLON A. (1992) – *Elementi litostratigrafici per una sintesi delle facies carbonatiche meso-cenozoiche dell'Appennino centrale*. Studi Geologici Camerati, Volume Speciale 1991/2, CROP 11, 187-213.
- D'ANDREA M., MICCADEI E. & PRATURLON A. (1991) – *Rapporti tra il margine orientale della piattaforma laziale-abruzzese ed il margine occidentale della piattaforma Morrone-Pizzalto-Rotella*. Studi Geologici Camerati, Volume Speciale 1991/2, CROP 11, 389-395.
- DE FELICE A.M. & DRAGONI W. (1994) – *Considerazioni su variazioni climatiche e disponibilità idriche in alcune località dell'Italia centrale*. Il Quaternario, **VII**, 357-364.
- DEIANA G. & MARCHEGIANI L. (2002) – *Note di Geologia del Parco Nazionale dei Monti Sibillini*. Collana di Quaderni scientifico-divulgativi del Parco Nazionale dei Monti Sibillini, **7**, 46 pp.
- DEMATTEIS A., SALVATI R. & TERSIGNI S. (1995) – *Contributo alla caratterizzazione idrogeologica ed idrogeochimica dell'acquifero della Montagna Grande (Abruzzo, Italia)*. Atti 2 Incontro Internazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata. Peveragno, Cuneo, 11-13 Ottobre 1995.
- DESIDERIO G., FERRACUTI L., RUSI S. & TATANGELO F. (2005) – *Il contributo degli isotopi naturali ^{18}O e 2H nello studio delle idrostrutture carbonatiche abruzzesi e delle acque mineralizzate nell'area abruzzese e molisana*. Giornale di Geologia Applicata, **2**, 453-458.
- DI MATTEO L., DRAGONI W. & VALIGI D. (2009) – *Aggiornamento delle conoscenze sulle risorse idriche dei Monti di Amelia (Italia centrale)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **1**, 83-96.
- DI MATTEO L., VALIGI D. & CAMBI C. (2011) – *Climatic characterization and response of water resources to climate change in limestone areas: some considerations on the importance of geological setting*. In Symposium on Data-Driven Approaches to Droughts. Paper **41**. Purdue.
- DOVERI M., MENICHINI M. & CERRINA FERONI A. (2013) – *Gli isotopi stabili dell'acqua come strumento fondamentale nello studio degli acquiferi carsici: alcuni esempi di applicazione sui complessi carbonatici delle Alpi Apuane (Toscana NW)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **1**, 33-50.

- DRAGONI W., MELILLO M., VALIGI D., BELARDINELLI M., CAMBI C., GIONTELLA C. & DI MATTEO L. (2012) – *Climatic change and water resources in Central Italy: an update*. Atti Flowpath 2012. Percorsi di Idrogeologia, 20-22 Giugno 2012, Bologna, Italy.
- DROGUE C. (1972) – *Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques*. Journal of Hydrology, **15**, 49-68.
- EUROPEAN COMMISSION (1995) – *COST action 65. Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas*. Final report.
- EU (EUROPEAN UNION) (2000) - *EU Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of the 23 October 2000 on institution of a scheme for communitarian action for water*. OJEU, 22/12/2000 L. 327/01–327/73. <http://www.ojec.com/>
- EU (EUROPEAN UNION) (2006) - *EU Directive 2006/118/EC of the European Parliament and of the Council of 12 December 2006 on the protection of groundwater against pollution and deterioration*. OJEU, 27/12/2006, L. 372/19–372/31. <http://www.ojec.com/>
- FIORI C. (2006) – *Geochemical and Isotopic approach for precipitation and groundwater in Latium Region (Central Italy)*. Tesi di Dottorato. Università Sapienza di Roma.
- FIORILLO F. (2012) – *Hydraulic behavior of karst aquifers during dry periods*. Atti Flowpath 2012. Percorsi di Idrogeologia, 20-22 Giugno 2012, Bologna, Italy.
- FIORILLO F. & DOGLIONI A. (2010) – *The relation between karst spring discharge and rainfall by cross-correlation analysis*. Hydrogeology Journal, **18**, 1881-1895.
- FIORILLO F. & PAGNOZZI (2012) – *The effect of the temperature increase on the aquifer recharge processes*. Atti Flowpath 2012. Percorsi di Idrogeologia, 20-22 Giugno 2012, Bologna, Italy.
- FORD D.C. & WILLIAMS P.W. (2007) – *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley & Sons. 448 pp.
- FORKASIEWICZ J. & PALOC H. (1967) – *Le régime de tarissement de la Foux-de-la-Vis*. Etude préliminaire. Cronique d'Hydrogéologie, BRGM, **3(10)**, 61-73.
- FORTI P. (2002) - *Gli acquiferi carsici: problematiche per il loro studio ed utilizzo*. In: Atti del convegno “Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo”, Federazione Speleologica Toscana, Centro Visite del Parco Apuane, Forno di Massa - Italy, 22 Giugno 2002, 7-23.
- GALLEANI L., VIGNA B., BANZATO C. & LO RUSSO S. (2011) - *Validation of a vulnerability Estimator for Spring Protection Areas: the VESPA index*. Journal of Hydrology, **396**, 233-245.
- GAT J.R. & CARMÍ I. (1970) - *Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area*. J. Geoph. Res., **75**, 3039-3048.
- GAT J. R., MOOK W.G. & MEIJER H.A.J. (2001) - *Atmospheric waters*. In: “Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications”. Vol. **II**. IAEA e UNESCO.
- GAZZETTA UFFICIALE (2006) – *Decreto Legislativo 152/06. “Norme in materia ambientale”*. Gazzetta Ufficiale n. **88** del 14/04/2006, suppl. ord. 95. Istituto Poligrafico, Roma, 232 pp.
- GHISSETTI F. & VEZZANI L. (1997)- *Geometrie deformative ed evoluzione cinematica dell'appennino centrale*. Studi Geologici Camerati, **XVI**, 127-154.
- GIAQUINTO S. & MATTIOLI B. (1991) – *Il bacino delle sorgenti del Clitunno: lineamenti idrogeologici e idrochimici*. Le acque sotterranee in Umbria. Protagon, 191-200.
- GOLDSCHIEDER N. & DREW D. (2007) - *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London, 264 pp.
- GONFIANTINI R. (1978) *Standards for stable isotope measurements in natural compounds*. Nature, **271**, 534-536.
- KIRALY L. (2002) – *Karstification and groundwater flow*. In: “Proceedings of the Conference on Evolution of Karst: from prekarst to cessation”. Postojna – Ljubljana. 155-190.
- KOOPMANN A. (1983) – *Detachment tectonics in the central Apennines, Italy*. Geol. Ultraiectina, **30**, 1-55.

- KOVACS A., PERROCHET P., KIRALY L. & JEANNIN P.Y. (2005) – *A quantitative method for the characterization of karst aquifers based on spring hydrograph analysis*. Journal of Hydrology, **303**, 152-164.
- LAVECCHIA G. (1985) – *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 161-194.
- LAUSCHER F. (1954) - *Wissenschaftlicher Bericht über die 3. Internationale Tagung für alpine Meteorologie*. Wien, 187-211.
- LONGINELLI A. & DEGANELLO S. (1999) - *Introduzione alla Geochimica*. Scienze della Terra. UTET. Torino, 459 pp.
- LONGINELLI A. & SELMO E. (2003) – *Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map*. Journal of Hydrology, **270**, 75-88.
- LONGINELLI A. & SELMO E. (2010) – *Isotope geochemistry and the water cycle: a short review*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., **XC**, 153-164.
- MAILLET E. (1905) - *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris. 218 pp.
- MANGIN A. (1975) - *Contribution a l'étude hydrodynamique des aquifers karstiques*. Thèse, Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon.
- MARINI G. (2001) - *Appunti di Geochimica Applicata 1. Procedure analitiche*. Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova, Italia.
- MASTRORILLO L., BALDONI T., BANZATO F., BOSCHERINI A., CASCONI D., CHECCUCCI R., PETITTA M. & BONI C. (2009) – *Analisi idrogeologica quantitativa del dominio carbonatico umbro*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **1**, 137-155.
- MASTRORILLO L., NANNI T., PETITTA M., VIVALDA P., BANZATO F. & PALPACELLI S. (2012) – *Le risorse idriche dell'alto bacino del fiume Aso (Parco Nazionale dei Monti Sibillini): studio idrogeologico e valutazione dello stato di utilizzazione*. EngHydroEnv Geology, **12**, 83-96.
- MASTRORILLO L. & PETITTA M. (2010) – *Effective infiltration variability in the Umbria-Marche carbonate aquifers of central Italy*. Journal of Mediterranean Earth Sciences, **2**, 9-18.
- MATERAZZI M. (2012) - *Il bilancio idrologico*. Appunti del corso "Idrogeologia", lezione 3. Università di Camerino. Scuola di Scienze Ambientali. <http://scienzeambientali.unicam.it/matdid/idrogeologia/lez3.pdf>
- NANNI T. (2012) – *Progetto acque sorgive captate dal CIIP Spa: analisi dei circuiti di alimentazione delle sorgenti, valutazione delle potenzialità delle risorse immagazzinate dagli acquiferi, utilizzo delle acque a scopo potabile, individuazione delle zone di tutela delle sorgenti captate e monitoraggio della qualità delle acque*. Fase conclusiva. CIIP Spa – Ascoli Piceno.
- NANNI T., DESIDERIO G., FOLCHI VICI D'ARCEVIA C., PETITTA M., RUGGIERI G., RUSI S., TALLINI M., VIVALDA P. (2010) – *Schema idrogeologico dell'Italia centro Adriatica*. Scala 1:250.000. CNR. Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche.
- NANNI T. & PETITTA M. (2010) – *Studio del bacino idrogeologico carbonatico (Monti Sibillini) del fiume Aso finalizzato alla caratterizzazione delle condizioni di alimentazione e di circolazione idrica, alla valutazione del bilancio idrogeologico e analisi della sorgente di Foce*. Prima Fase. CIIP Spa – Ascoli Piceno.
- NANNI T. & PETITTA M. (2012) – *Studio del bacino idrogeologico carbonatico (Monti Sibillini) del fiume Aso finalizzato alla caratterizzazione delle condizioni di alimentazione e di circolazione idrica, alla valutazione del bilancio idrogeologico e analisi della sorgente di Foce*. Seconda Fase. CIIP Spa – Ascoli Piceno.
- PACE B., DI MATTEO P., BONCIO P. & LA VECCHIA G. (2001) – *Considerazioni sull'evoluzione geologica della Marsica Sud-Orientale (Abruzzo, Appennino Centrale) sulla base di un'analisi integrata di dati stratigrafici e strutturali*. Boll. Soc. Geol. It., **120**, 139-150.
- PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Geological summary of the Central Appenines*. In: Ogniben L., Parotto M. & Praturlon (Eds.) - Structural Model of Italy. Quad. Ric. Scient., n. **90**, 257-311.

- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1991) – *La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise*. Studi Geol. Camerti, Vol. Spec. 1991/2, 417-441.
- PERRONE E. (1903) – *Carta idrografica d'Italia*. Ministero di Agricoltura, Industria e Commercio. Roma.
- PERSIA I. (2007) – *Indagini idrochimiche ed isotopiche nell'alta valle del fiume Sagittario (Abruzzo)*. Tesi sperimentale in idrogeologia. Università Sapienza di Roma.
- PETITTA M., MARINELLI V. & PACIONI E. (2010) – *Il contributo delle indagini con heatpulse flowmeter alla valutazione delle componenti verticali del flusso in acquiferi fratturati e porosi*. EngHydroEnv Geology, **13**, 41-50.
- PETITTA M. & TALLINI M. (2002) – *Idrodinamica sotterranea del massiccio del Gran Sasso (Abruzzo): indagini idrologiche, idrogeologiche e idrochimiche (1994-2001)*. Boll. Soc. Geol. It., **121**, 343-363.
- PETITTA M., SCARASCIA MUGNOZZA G., BARBIERI M., BIANCHI FASANI G. & ESPOSITO C. (2010) – *Hydrodynamic and isotopic investigations for evaluating the mechanisms and amount of groundwater seepage through a rock slide dam*. Hydrological Processes, **24**, 3510-3520.
- PIANELLI A. & BONI C. (1995) – *Ground water resources assessment in Sagittario river basin – Central Apennines (Italy)*. Atti 2 Incontro Internazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata. Peveragno, Cuneo, 11-13 Ottobre 1995.
- PIERANTONI P.P., DEIANA G., ROMANO A., PALTRINIERI W, BORRACCINI F. & MAZZOLI S. (2005) – *Geometrie strutturali lungo la thrust zone del fronte montuoso umbro-marchigiano-sabino*. Boll. Soc. Geol. It., **124**, 395-411.
- PREZIOSI E. & PICCINI L. (2000) – *Idrogeologia carsica: le indagini speleologiche con strumento di prospezione e ricerca*. Geologia dell'Ambiente, **3**, 33-38.
- REGIONE ABRUZZO (2006) – *Foglio 369 Sulmona*. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. APAT. Dipartimento Difesa del Suolo. Servizio Geologico d'Italia.
- REGIONE ABRUZZO (2008) – *Il Piano di Tutela delle Acque. Allegato A 1.3 Bilancio idrologico e idrogeologico*. Regione Abruzzo. Servizio acque e demanio idrico.
- REGIONE ABRUZZO (in stampa) – *Foglio 378 Scanno*. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/378_Scanno.pdf
- REGIONE MARCHE (2002) – *Carta Geologica Regionale*. Sezioni n. 325070-325080-325110-325120-325150-325160. Scala 1:10000. Servizio urbanistica e cartografia.
- SALVATI L., PETITTA M., CECCARELLI T., PERINI L., DI BATTISTA F. & VENEZIAN SCARASCIA M.E. (2008) – *Italy's renewable water resources as estimated on the basis of the monthly water balance*. Irrigation and Drainage, **57**, 507-515.
- SCESI L. & GATTINONI P. (2007) – *La circolazione idrica negli ammassi rocciosi*. Casa Editrice Ambrosiana, 156 pp.
- SCOZZAFAVA M. & TALLINI M. (2001) – *Net infiltration in the Gran Sasso Massif of central Italy using the Thornthwaite water budget and curve-number method*. Hydrogeology Journal, **9**, 461-475.
- SPADONI M., BRILLI M., GIUSTINI F. & PETITTA M. (2009) – *Using GIS for modeling the impact of current climate trend on the recharge area of the S. Susanna spring (central Apennines, Italy)*. Hydrological Processes, **24**, 50-64.
- TARRAGONI C. (2006) – *Determinazione della "quota isotopica" del bacino di alimentazione delle principali sorgenti dell'alta valnerina*. Geologica Romana, **39**, 55-62.
- TAVARNELLI E. (1996) – *Controllo delle faglie dirette giurassi che e cretaceo-paleogeniche sullo sviluppo dei sovrascorrimenti neogenici nell'Appennino umbro-marchigiano*. Studi Geol. Camerti, Volume special 1995, **1**, 601-609.

- TAZIOLI A., NANNI T. & VIVALDA P.M. (2012) – *Problems in the application of the environmental isotope to the hydrogeological analysis of high mountain aquifers*. Atti Flowpath 2012. Percorsi di Idrogeologia, 20-22 Giugno 2012, Bologna, Italy.
- TEMPERINI C. (2008) – *Idrogeologia del fiume Sagittario nel tratto compreso tra la diga di S. Domenico e le sorgenti del Cauto (AQ)*. Tesi sperimentale in idrogeologia. Università Sapienza di Roma.
- THORNTHWAITE C.W. (1948) - *An approach toward a rational classification of climate*. Geographical Review, **38**, 55-94.
- THORNTHWAITE C.W. & MATHER J.R. (1957) – *Instruction and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. CW Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Elmer, NJ, USA. Vol **10** (3).
- TISON G. (1960) - *Courbe de tarissement, coefficient d'écoulement et perméabilité du bassin*. AIHS Ass. Gener. Helsinki, **1**.
- USDA-SCS (1986) – *Hydrology*. In: “National engineering handbook”. US Department of Agriculture-Soil Conservation Service, Washington, DC, USA.
- VERGNI L. & TODISCO F. (2011) – *Spatio-temporal variability of precipitation, temperature and agricultural drought indices in Central Italy*. Agricultural and Forset Meteorology, **151**, 301-313.
- VEZZANI L. & GHISETTI F. (1998) – *Carta geologica dell'Abruzzo, scala 1:100.000*. Regione Abruzzo, Settore Urbanistica, Beni Ambientali e Culturali, S.E.L.C.A. Firenze.
- VIGNA B. (2002) – *Monitoring and evaluation of the vulnerability of karst aquifers*. In: Atti del convegno “Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo”, Federazione Speleologica Toscana, Centro Visite del Parco Apuane, Forno di Massa - Italy, 22 Giugno 2002, 23-35.
- YURTSEVER Y. & GAT G.R. (1981) – *Atmospheric waters*. In: Gat J.R., Gonfiantini R. (Eds). “Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle”. Technical Report Series, **210**, 103-142, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.