



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Bernardo Cesare

TESI DI LAUREA SPECIALISTICA
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

STIMA DELLA RICARICA NEGLI AMMASSI ROCCIOSI FRATTURATI: UN ESEMPIO IN VALLE ISARCO (BZ)

Relatore: Chia.mo Prof. Leonardo PICCININI
Correlatori: Dott. Andrea SCURI
Dott. Stefano RODANI
Dott. Gianluca BENEDETTI

Laureando:
Luigi CARBONE

ANNO ACCADEMICO 2016 - 2017

*A te,
che nonostante il tempo passato,
continui a vegliare su di me
come sempre hai fatto.*

Sommario

1	INTRODUZIONE	4
2	INQUADRAMENTO AREA DI STUDIO	6
2.1	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	6
2.2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	8
2.2.1	<i>Sequenza Stratigrafica</i>	<i>12</i>
2.2.2	<i>Assetto tettonico</i>	<i>22</i>
2.3	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	25
3	MODELLO IDROGEOLOGICO CONCETTUALE	27
4	MATERIALI E METODI	35
4.1	DATI CLIMATICI	37
4.1.1	<i>Precipitazioni e Temperature</i>	<i>37</i>
4.1.2	<i>Evapotraspirazione</i>	<i>42</i>
4.1.3	<i>Stima degli afflussi</i>	<i>44</i>
4.2	MONITORAGGIO IN CONTINUO	48
4.3	MONITORAGGIO IN DISCONTINUO	50
4.3.1	<i>Tecniche di misura</i>	<i>51</i>
4.3.2	<i>Calcolo della portata</i>	<i>53</i>
4.4	DEFLUSSO DI BASE	55
5	RISULTATI ELABORAZIONI	57
5.1	REGIME IDRODINAMICO E AFFLUSSI	57
5.1.1	<i>Afflussi</i>	<i>57</i>
5.1.2	<i>Portate in discontinuo</i>	<i>59</i>
5.2	STIMA DEL DEFLUSSO DI BASE	65
5.2.1	<i>Deflusso dalle misure in continuo</i>	<i>65</i>
5.2.2	<i>Deflusso dalle misure in discontinuo</i>	<i>69</i>
5.3	ANALISI DI PRODUTTIVITÀ	73
5.4	STIMA DEL COEFFICIENTE DI INFILTRAZIONE	80
6	CONCLUSIONI	84
7	BIBLIOGRAFIA	88

1 Introduzione

Il presente elaborato verte sull'individuazione di un parametro fondamentale per la caratterizzazione di un sistema idrogeologico, il coefficiente di infiltrazione (CI). Esso quantifica la quota parte delle precipitazioni medie annue in grado di alimentare un corpo idrico sotterraneo.

Partendo dal presupposto che l'idrogeologia classica si concentra principalmente su acquiferi in terreni sciolti ed in rocce carbonatiche carsificate, si riconosce una scarsa attenzione rivolta alla caratterizzazione di acquiferi in rocce non carsificate. Ciò è dovuto al fatto che i primi sono ritenuti sistemi con più elevato potenziale di produttività idrogeologica e, pertanto, più sfruttabili in termini di risorsa idrica. Al contrario, gli "*hard rock aquifers*", essendo costituiti principalmente da litologie con scarsa permeabilità primaria (come ad esempio metamorfiti e graniti), vengono considerati in via generale idrogeologicamente "poveri", non in grado di dar luogo a sviluppati sistemi di circolazione sotterranea. Solo recenti studi hanno dimostrato che la circolazione sotterranea in questo tipo di acquiferi, se pur in condizioni di estrema eterogeneità ed anisotropia, può risultare molto attiva. Infatti la presenza della porosità secondaria gioca un ruolo chiave nei processi di infiltrazione (Piccinini et al., 2012).

L'area oggetto di studio ricade proprio nella tipologia degli *hard rock aquifers*, poiché costituita principalmente da litologie metamorfiche e magmatiche. Per cui lo studio effettuato sull'individuazione dei coefficienti di infiltrazione sito specifici, a partire dalle misure in continuo ed in discontinuo dei torrenti appartenenti ai bacini idrologici della Valle Isarco, risulta un primo passo per la comprensione dei sistemi idrici sotterranei dell'area alpina, dei quali la letteratura risulta carente.

Nello specifico il caso studio ha previsto la caratterizzazione idrogeologica della Valle Isarco, ubicata nel territorio della Provincia Autonoma Bolzano, in vista dello scavo in sotterraneo per l'ampliamento della rete ferroviaria italiana, che vede come

committente la società *Ferrovie dello Stato S.p.A.* Il progetto definitivo del “Quadruplicamento della linea Fortezza – Verona” prevede lo sviluppo di una galleria in sotterraneo. Il lotto 1 di quest’opera ricade nella Valle Isarco, nel tratto che va tra le località di Fortezza e Ponte Gardena (Fig. 1). Si stima che la lunghezza del tratto di scavo sia di circa 24 km. Le opere principali sono la galleria Scaleres, in destra idrografica Isarco e la galleria Gardena, in sinistra. Il tracciato attraversa l’omonima valle in corrispondenza della confluenza tra la val di Funes e la val Isarco. Il progetto prevede le finestre costruttive Forch, Albes, Funes e Chiusa e le gallerie di interconnessione di Ponte Gardena.

La gestione delle indagini e della ricostruzione del contesto geologico, in conformità con le NTC, è stata assegnata alla Società di Ingegneria ENSER S.r.l, per poter valutare le problematiche tecniche e ambientali legate al tracciato.

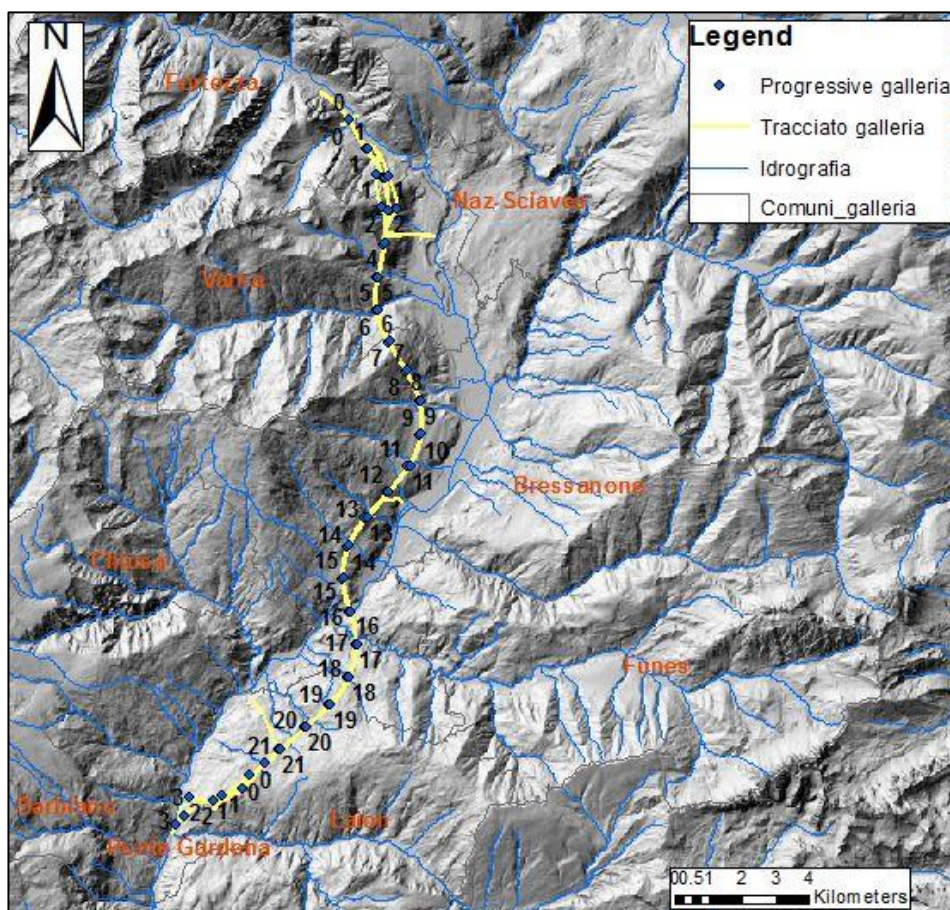


Figura 1 – Modello digitale del terreno della Valle Isarco. In giallo il tracciato della galleria e in blu le rispettive progressive per lo sviluppo del binario pari e dispari (Pk).

2 INQUADRAMENTO AREA DI STUDIO

2.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La Valle Isarco è una delle due valli principali della Regione Autonoma del Trentino Alto Adige ed è situata nella zona nord della regione, nel territorio della Provincia di Bolzano. La valle occupa una superficie di circa 624 km² ed ha una lunghezza di circa 80 km che va dalla sorgente del Fiume Isarco al Brennero, fino alla confluenza nell'Adige a Bolzano. Basandosi sulla classificazione "SOIUSA" (Suddivisione Orografica Internazionale Unificata del Sistema Alpino; *Marazzi, 2006*), la valle è definibile come area di separazione tra le Alpi Retiche orientali (area n°16), le Alpi dei Tauri occidentali (area n°17) e le Dolomiti (area n°31; Fig. 2). I principali Comuni del comprensorio della Valle Isarco (Eisacktal), fondato nel 1968, sono 13: Barbiano, Bressanone, Chiusa, Funes, Laion, Naz-Sciaves, Ponte Gardena, Rio di Pusteria, Rodengo, Varna, Veltuno, Villandro (Fig. 2.1).

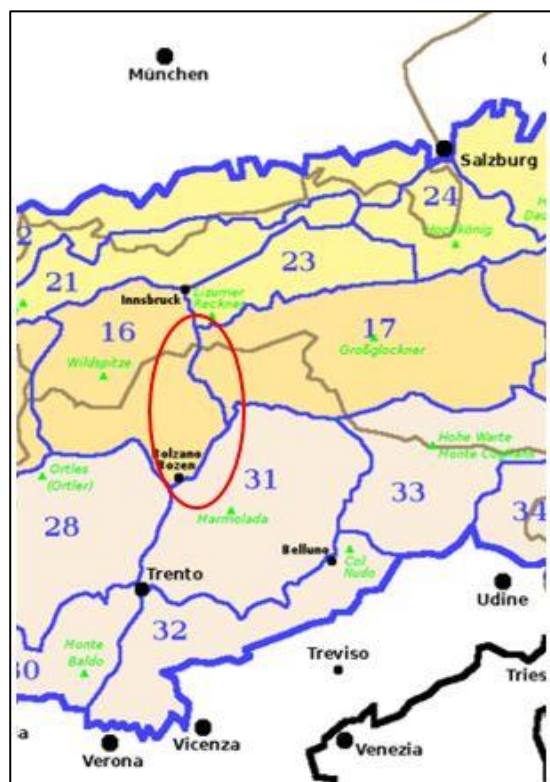


Figura 2 – Schema rappresentativo la classificazione SOIUSA delle Alpi orientali (*Marazzi, 2006*).

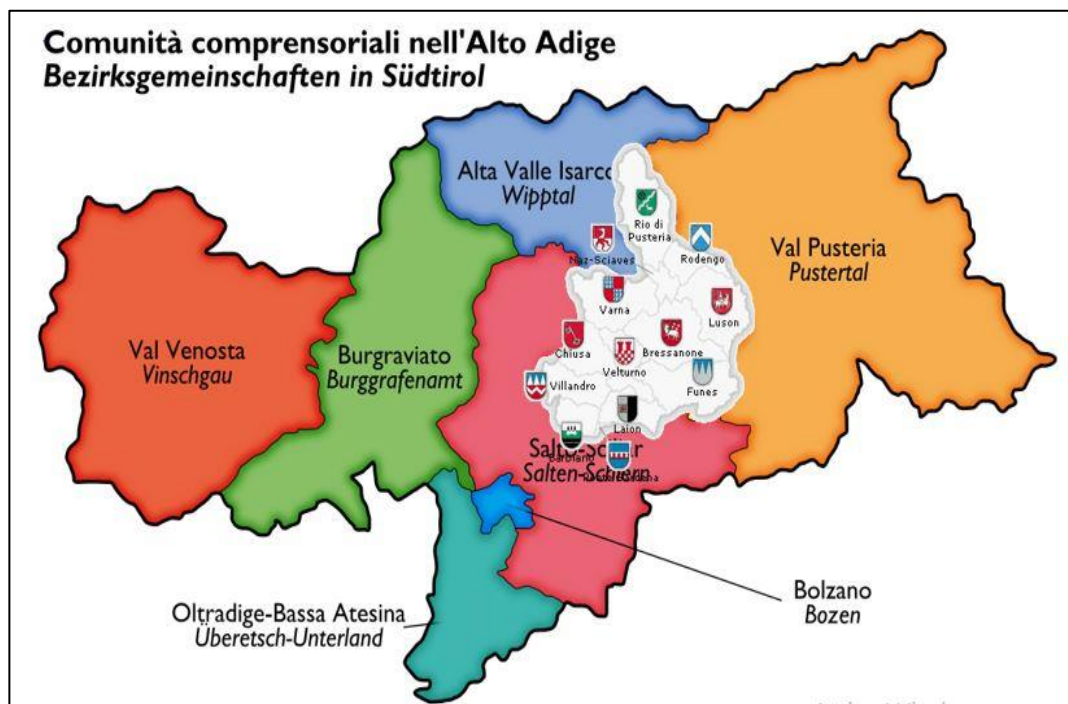


Figura 2.1 – Insieme delle comunità comprensoriali nell'Alto Adige.

L'intera valle è attraversata dal Fiume Isarco (Fig. 2.2), il quale risulta essere il secondo affluente più grande dopo l'Adige, avendo una lunghezza di 83 km e un bacino imbrifero di circa 4141 km². L'Isarco nasce dal monte Sasso a 2000 m s.l.m. al Passo del Brennero per poi confluire nel Fiume Adige come affluente sinistro all'altezza di Bolzano. Durante il suo percorso incontra numerosi affluenti tra cui i più importanti sono:

- a sinistra: Rio di Albes, Rio Bríe, Torrente Ega, Río Funés, Torrente Gardena, Fiume Rienza, Rio Sengas, Rio di Vize.
- a destra: Rio di Flères, Rio Ganda, Rio degli Orli, Torrente Ridanna o Rio di Mareta, Rio Scaleres, Rio Tàlvera, Torrente Tina.

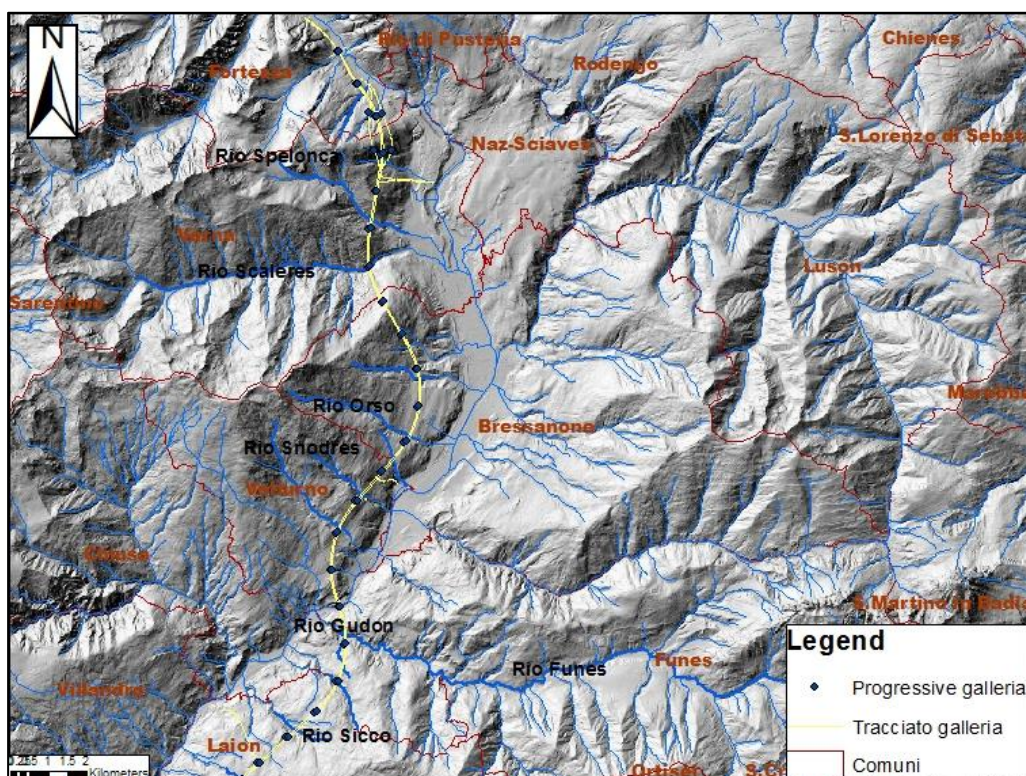


Figura 2.2 – Inquadramento geografico dell'area di studio, in cui si osserva il tracciato dell'opera (giallo), la rete idrografica (blu) e i principali comuni della Valle Isarco (arancione).

2.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Dal punto di vista geologico la Valle Isarco si trova a sud della Linea Insubrica. Essa è un importante lineamento tettonico formato da un sistema di faglie che attraversa tutte le Alpi, con orientamento preferenziale est-ovest, giacitura verticale o sub-verticale, che separa il dominio Austroalpino (nord-vergente) dal dominio Sud Alpino (sud-vergente). Si ritiene che la Linea Insubrica rappresenti la superficie di contatto formatasi per lo scontro tra le due placche tettoniche Adria ed Eurasia durante l'Orogenesi Alpina (*Bargossi et al., 1993*).

Nello specifico l'area di studio ricade all'interno del Sud Alpino ed è costituita dal basamento Ercinico e da successioni vulcaniche e sedimentarie di età Permo-Mesozoica (Fig. 2.3).

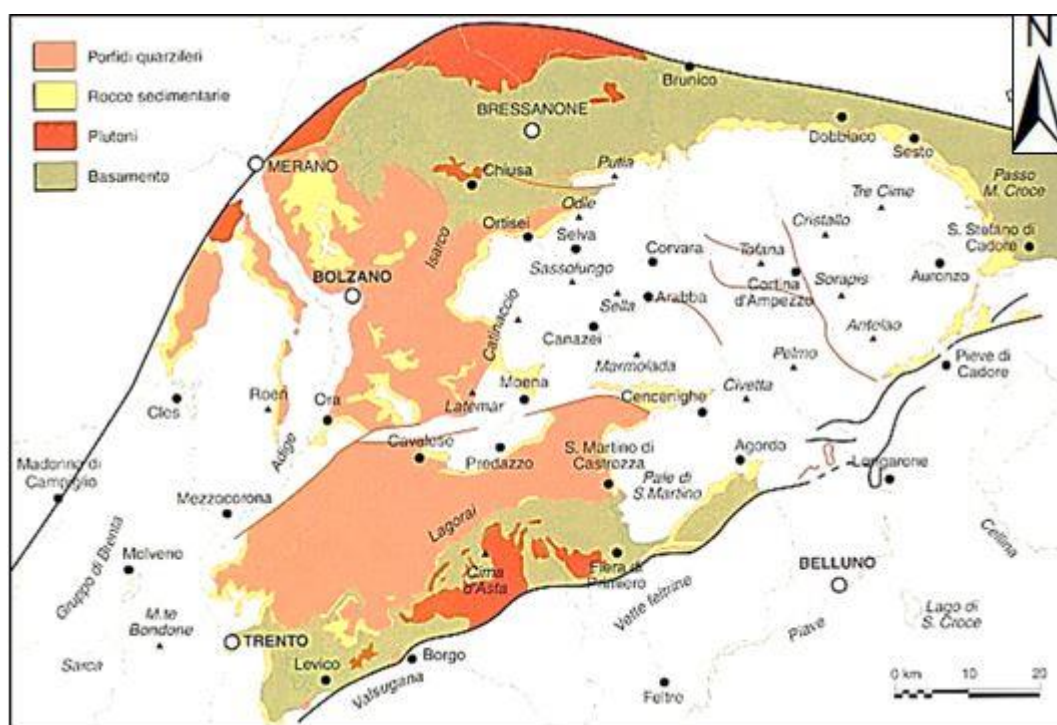


Figura 2.3 – Inquadramento geologico regionale a sud della Linea Insubrica, in cui vengono messe in evidenza le formazioni appartenenti al dominio Sud Alpino (ENSER, 2017).

Al fine di ricostruire un modello geologico di riferimento per l'area oggetto di studio, è stata effettuata una campagna di rilevamento geologico di dettaglio, condotta dalla Società d'Ingegneria ENSER, accompagnata da indagini geognostiche dirette e indirette.

Le indagini dirette, realizzate da GEOTEC Spa e LANDSERVICE nel 2017, hanno permesso la ricostruzione della successione litostratigrafica e del contesto geostrutturale, a partire dalle carote ottenute dai sondaggi realizzati (Tab. 1; Fig. 2.4). Inoltre parte dei campioni, ottenuti dalle suddette indagini, sono stati utilizzati per lo svolgimento di analisi mineralogico-petrografiche e geomeccaniche.

Sigla	Tipo	Tecnica	Profondità (m)	Litologia	Sigla	Tipo	Tecnica	Profondità (m)	Litologia
EP2	Sondaggio	Carotaggio continuo	200	o 0 : 42: dep. quaternari o 42 :200: filladi (BBS)	EP8	Sondaggio	Carotaggio continuo	361	o 0 : 194.5: depositi di frana o 194.5 : 204.2: superficie di scorrimento della frana di Varna o 204.2 : 361: filladi a granato (BSS)
EP3	Sondaggio	Carotaggio continuo	290	o 0 : 3.2: copertura detritica o 3.2 :290: filladi ricche in quarzo (BSSa) o 83.5 :101.6: FAGLIA o 284.5 :287.8: FAGLIA	EP9	Sondaggio	Carotaggio continuo	340	o 0 : 3: copertura detritica o 3 : 203.3: filladi (BSSb) o 203.3 : 340: filladi ricche in quarzo (BSSa) o 63.4 :69: FAGLIA o 90.9 : 98.1: FAGLIA
EP4	Sondaggio	Carotaggio continuo	345	o 0 : 11: dep. quaternari o 11 :345: filladi ricche in quarzo (BSSa) o 213 :256.3: FAGLIA	EP10	Sondaggio	Carotaggio continuo	270	o 0 : 96: dep. quaternari o 96 : 140: depositi di frana o 140 : 143.5: superficie di scorrimento della frana o 143.5 : 270: filladi a granato (BSS) o 174 :178.9: FAGLIA o 213.3 : 224.5: FAGLIA
EP6	Sondaggio	Carotaggio continuo	615	o 0 : 36.4: dep. quaternari o 3.2 : 340: filladi (BSSb) o 340 : 615: filladi ricche in quarzo (BSSa) o 107.8 : 115.6: FAGLIA o 302 : 340: FAGLIA	EP11	Sondaggio	Carotaggio continuo	250	o 0 : 5: dep. quaternari o 5 : 44: depositi di frana o 44 : 54: Granodioriti di Tiles (GDT) o 54 :124: breccie di intrusione associate alle granodioriti di Tiles (BDI) o 124 : 250: filladi a granato (BSS)
EP7	Sondaggio	Carotaggio continuo	415	o 0 : 4.4: copertura detritica o 4.4 : 286: paragneiss di Laion (PRL) o 286 : 415: filladi (BSSb) o 30.5 :44: FAGLIA o 60 :71: FAGLIA o 162 : 185: FAGLIA					

Tabella 2 – Quadro sinottico delle indagini dirette svolte nell'anno 2017, che descrive la tipologia di indagine, la tecnica di perforazione utilizzata, la profondità raggiunta e le litologie.

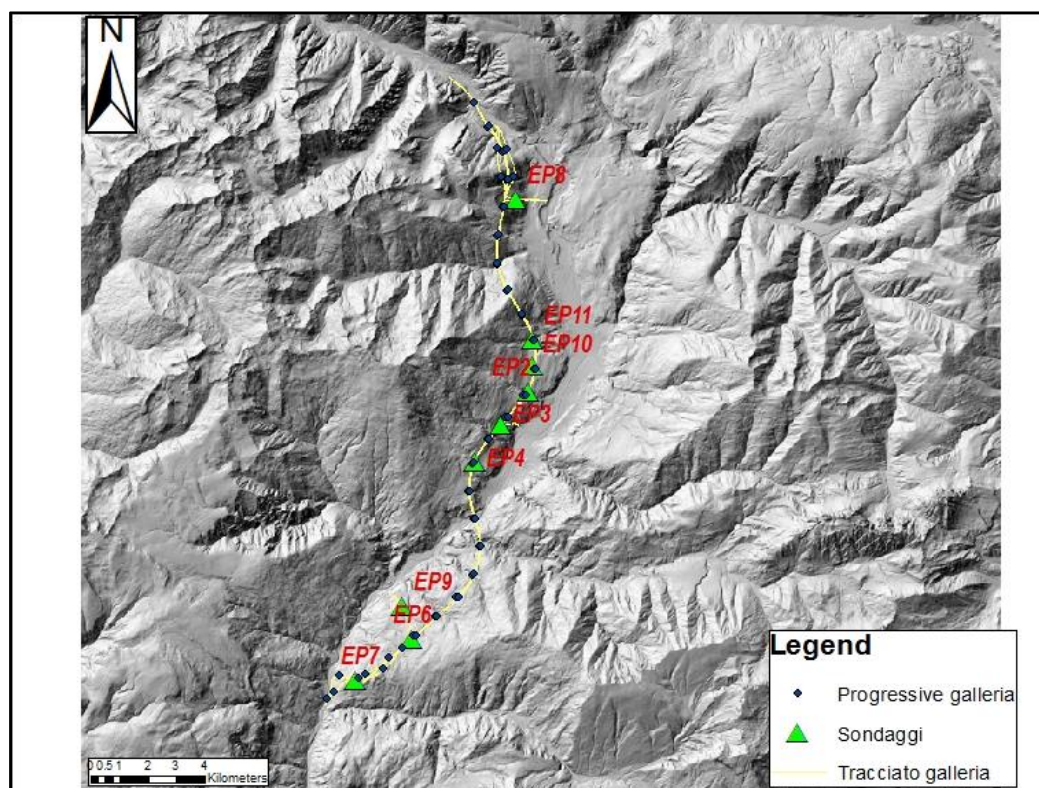


Figura 2.4 – Ubicazione delle indagini dirette svolte nell'anno 2017.

Le indagini indirette sono state sviluppate attraverso metodologie geofisiche, quali: sismica a rifrazione, geoelettriche, magnetotelluriche, HVSr e MASW (Tab. 2.1).

Sigla	Tipo	Opera di riferimento
Res1, Res1b	Masw	Tracciato presso Pk 0+200
MT1+MT	Magnetotelluric	Finestra di Varna
Pes15	Rifrazione	Finestra di Varna
Pes15b	Rifrazione	Finestra di Varna
Pes26	Rifrazione	Finestra di Varna
Pes26a	Rifrazione	Finestra di Varna
Pes26b	Rifrazione	Finestra di Varna
Pes26c	Rifrazione	Finestra di Varna
Pes26d	Rifrazione	Finestra di Varna
L22b	Geoelettrica	Tracciato di linea tra Pk 9 e Pk11
L23	Geoelettrica	Tracciato di linea tra Pk 9 e Pk11
L24	Geoelettrica	Tracciato di linea tra Pk 9 e Pk11
L25	Geoelettrica	Tracciato di linea tra Pk 9 e Pk11
L26	Geoelettrica	Tracciato di linea tra Pk 9 e Pk11
Tr1+Tr34	HVSr	Tracciato di linea tra Pk 9 e Pk11
Tr46+Tr5 9	HVSr	Tracciato di linea tra Pk 9 e Pk11
Pes17	Rifrazione	Finestra di Albes
Pes18	Rifrazione	Finestra di Albes
Res5, Res18, Res20	Masw	Tracciato presso pk 16
Tr35+Tr4	HVSr	Finestra di Funes
Tr38bis, Tr39bis, Tr60,	HVSr	Finestra di Funes
Res5, Res19	Masw	Finestra di Funes
Pes19	Rifrazione	Finestra di Chiusa
Pes20	Rifrazione	Finestra di Chiusa
Pes21	Rifrazione	Finestra di Chiusa
L27, L28	Geoelettrica	Finestra di Chiusa
Pes10	Rifrazione	Interconnessioni Ponte Gardena
Pes11	Rifrazione	Interconnessioni Ponte Gardena

Tabella 2.1 – Quadro sinottico delle indagini indirette svolte nell'anno 2017, che descrive la tipologia di indagine geofisica utilizzata nelle finestre costruttive del tracciato, rispettive all'area di interesse.

2.2.1 Sequenza Stratigrafica

I dati ottenuti con le indagini, integrati con il rilevamento di dettaglio 1:5000 (condotto da ENSER S.r.l.) e le conoscenze di letteratura, hanno permesso di ricostruire la successione stratigrafica dell'area di studio (Fig. 2.14; Tab. 2.2):

Basamento metamorfico Ercinico: le litologie filladiche del Gruppo di Bressanone hanno subito un metamorfismo variabile, come dimostrato dalle Analisi petrografiche che hanno sottolineato come alcune litologie coinvolte nello studio abbiano raggiunto il picco metamorfico durante l'orogenesi Ercinica (età pre-Permiana), mentre in età Alpina (tardo Cenozoico) non si sono rilevati eventi di metamorfismo regionale ma esclusivamente legati a circolazione di fluidi idrotermali (Enser, 2017). Di conseguenza il basamento è stato suddiviso in sei unità tettono-metamorfiche, presentate dal basso:

- **Paragneiss di Laion (PRL):** gneiss e quarziti di colore chiaro (Fig. 2.5), con struttura massiva spesso fratturata (metapsammiti a quarzo-feldspati-mica $\pm$ calcite) alternati da filladi quarzifere di color grigio plumbeo (metapeliti a quarzo-mica). Mappata negli intorno della località di Laion e Ponte Gardena.
- **Filladi (BSSb):** filladi con diverso contenuto in quarzo (Fig. 2.6), in quanto durante la deformazione duttile Ercinica hanno subito una rimobilizzazione. Questa unità affiora nei pressi dell'abitato di Albions, in sinistra del Fiume Isarco.
- **Filladi (BSS):** sono filladi simili all'unità BSSb che differiscono per la presenza di granati (Fig. 2.7). Presentano foliazione di tipo S2 dovuta alla deformazione Ercinica. Al contrario dell'unità BSSb, questa unità affiora in destra del Fiume Isarco, tra il Rio Orso e Varna.

- **Filladi e Filladi carboniose (BSSc):** si tratta di filladi quarzitiche alternate a lenti, con potenza variabile (fino alle decine di metri) che contengono quarzo-mica-grafite $\pm$ titanite/ilmenite (Fig. 2.8). L'unità è stata individuata nei pressi di Gudon e Val di Funes, quindi in destra idrografica del Fiume Isarco.
- **Filladi ricche in quarzo (BSSa):** sono scisti ricchi in quarzo, alternate con vulcaniti locali e vulcanoclastiti acide e livelli di natura filladica (Fig. 2.9). In alcuni punti si osservano lenti di Porfiroidi (Plagioclasio-Clorite-Epidoto-Microclino).
- **Formazione di Gudon (FMG):** l'unità è costituita da intercalazioni di anfiboliti (Albite-Clorite-Epidoto) e metabasalti (protolite a basalti mafici di fondo marino; *Visonà et al., in press*) che hanno mantenuto la loro composizione originaria (Fig. 2.10). Affiora unicamente nei pressi dell'abitato di Gudon.



Figura 2.5 – PRL.



Figura 2.6 – BSSb.



Figura 2.7 – BSS.



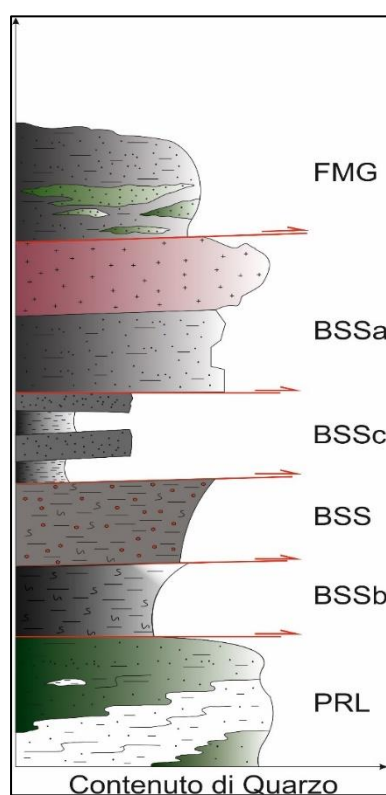
Figura 2.8 – BSSc.



Figura 2.9– BSSa.



Figura 2.10 – FMG.



Le Unità individuate nella tratta che va tra Fortezza e Ponte Gardena presentano una elevata somiglianza con le unità descritte in letteratura dagli autori *Sassi & Zirpoli (1989)* e *Sassi & Spiess (1993)* nelle zone di Agordo e del Comelico. Unica distinzione, che deve essere evidenziata, è la diversa disposizione di impilamento delle unità da loro descritte con quella riscontrata nell'area di studio, dovuta alla presenza importati eventi tettonici che hanno variato gli spessori e i rapporti originari tra le unità. In figura 2.11 si osserva la colonna stratigrafica delle unità cartografate lungo il tracciato in Valle Isarco.

Figura 2.11 – Colonna stratigrafica delle unità del Basamento Ercinico, messe in relazione con il contenuto in quarzo.

Intrusioni Permiane:

- **Gabbro (E1):** roccia microcristallina, formata da plagioclasio e pirosseno.
- **Granito di Bressanone (vbi):** presenta una grana che varia da media a fine, in base alla posizione del complesso intrusivo (batotile). Ha elevata densità di fratturazione.
- **Dioriti quarzifere di Fortezza (Δ1):** dioriti con presenza di quarzo microcristallino.
- **Granodioriti di Tiles (GDT):** sono intrusioni che si trovano nell'area di Tiles, con mineralizzazione a Feldspato, Biotite, Pirosseno e Quarzo.
- **Brecce di Intrusione (BDI):** sono brecce di origine vulcanica con clasti a spigoli vivi, e matrice silicea, associate alle GDT.
- **Dioriti di Chiusa (δ):** sono rocce composte da plagioclasio sodico (Albite), associato ad anfiboli e pirosseni (Fig. 2.12).
- **Cornubianiti (MPC):** roccia compatta, dura di colore scuro, formatasi per metamorfismo di contatto dovuto alla presenza di intrusioni (vbi, δ; Fig. 2.13). Possiede mineralizzazione a Biotite, Cordierite e Andalusite.



Figura 2.12 – Dioriti di Chiusa (δ).



Figura 2.13 – Cornubianite (MPC).

Vulcanismo Permiano:

- **Conglomerato di Ponte Gardena (VCG):** sono conglomerati di origine continentale che provengono da processi di *weathering* delle Piattaforma Vulcanica Atesina.
- **Vulcanismo Permiano indifferenziato (VUL):** complesso che comprende filoni basici, lave di tipo andesitico, trachitico, dacitico e riolitico.
- **Arenarie e brecce ($\delta\Delta c$):** brecce di origine vulcanica.

Successione sedimentario Permo-Triassica:

- **Arenaria di Val Gardena (GAR):** arenarie che variano dal colore rosso vinato a bianco giallastre, con intercalazioni siltose e argillose.
- **Formazione del Bellerophon (BEL):** si riconoscono dolomie, marne, evaporiti e calcari biomicritici scuri (foraminiferi, alghe, ostracodi e molluschi). Risale al Permiano superiore.

- **Formazione di Werfen (WER):** data la sua origine di tipo carbonatico e terrigeno, questa formazione è stata suddivisa in dieci membri, in base all'ambiente deposizionale. Si ritrovano calcareniti, calcari e brecce, di mare poco profondo, con elevato contenuto fossilifero. Risale al Triassico inferiore.
- **Conglomerato di Richthofen (RIC):** conglomerati che derivano dalle unità sottostanti (WER) con elevata componente carbonatica. Presentano colore rosso mattone. Risale all'Anisico inferiore.
- **Dolomia di Serla (DDS):** dolomia microcristallina di color grigio chiaro o bianco, intercalate a brecce e terre rosse. Risale all'Anisico medio-superiore.
- **Buchenstein (BUC):** successione costituita da calcari micritici grigi. Si osservano intercalazioni sottili di peliti e livelli vulcanotufici. Risale al Ladinico inferiore.
- **Formazione di Wengen (WEN):** questa formazione si sviluppa come alternanza tra marne ed arenarie. Si ritrovano vulcanoclastiti provenienti dall'erosione del Vulcano Ladinico. Si ritiene che appartengano al Ladinico superiore.
- **Dolomia dello Sciliar (SCI):** dolomie bianche e grigio chiaro molto ricristallizzate, alternate da livelli argillitici, stromatolitici e marnosi. La loro formazione si ritiene vari tra il Carnico inferiore e il Ladinico superiore.

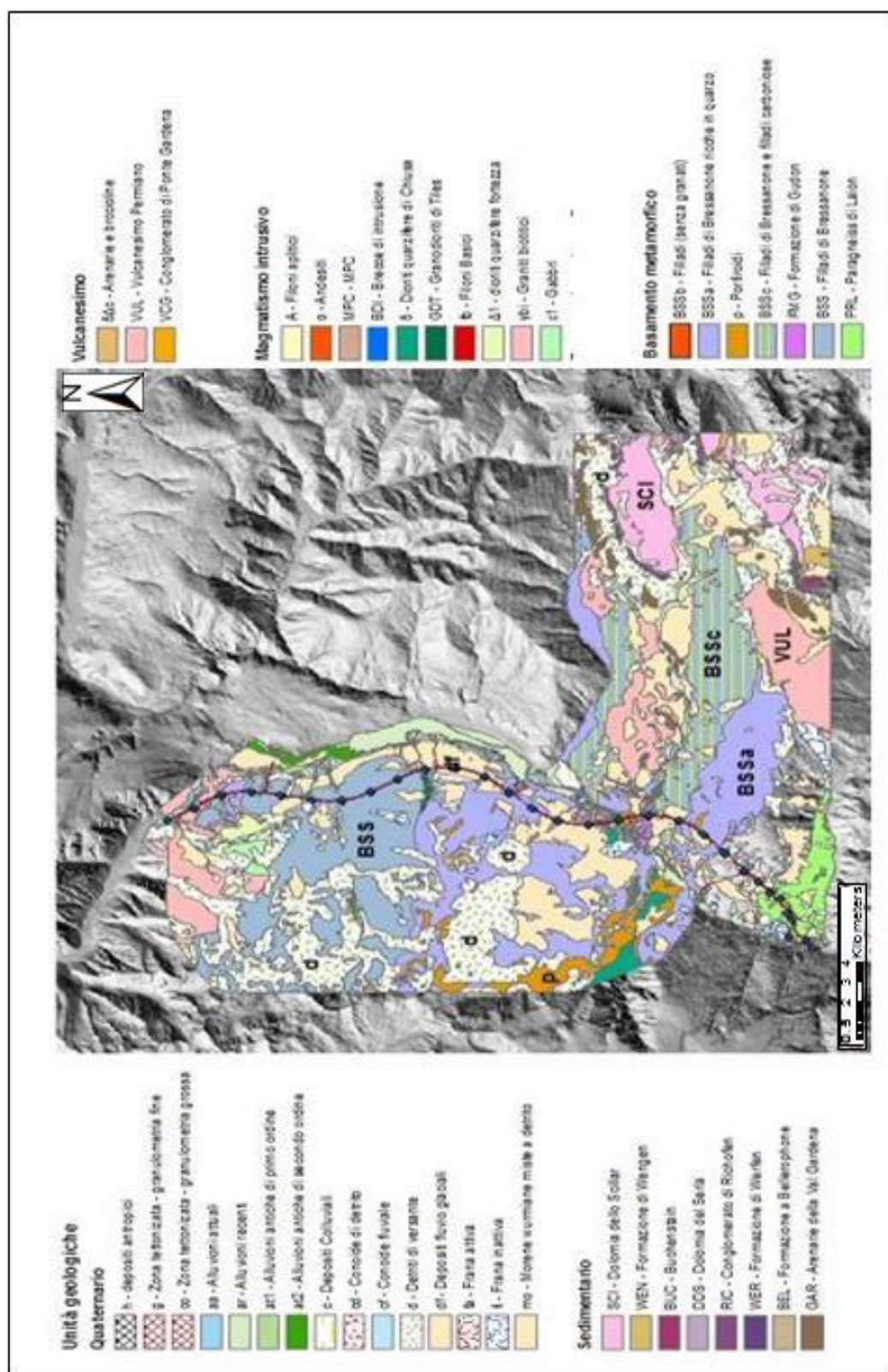


Figura 2.14 – Carta geologica dell’area di studio, in cui si osservano le formazioni individuate e il tracciato dell’opera.

Formazioni	Legenda	Area (km2)	Area (%)	Tot. Litologie (%)
Basamento	BSS - Filladi di Bressanone	20.73	13.32%	38.96%
	BSSa - Filladi di Bressanone ricche in quarzo	19.35	12.44%	
	BSSb - Filladi di Bressanone senza granati	1.01	0.65%	
	BSSc - Filladi di Bressanone e filladi carboniose	18.19	11.70%	
	FMG - Formazione di Gudon	0.07	0.05%	
	p - Porfiroidi	1.00	0.64%	
	PRL - Paragneiss di Laion	0.24	0.16%	
Magmatismo	BDI - Breccie di intrusione	0.00	0.00%	1.76%
	fb - Filoni Basici	0.04	0.03%	
	GDT - Granodioriti di Tiles	0.34	0.22%	
	MPC - MPC	0.37	0.24%	
	α - Andesiti	0.00	0.00%	
	γ bi - Graniti biotitici	0.39	0.25%	
	δ - Dioriti quarzifere di Chiusa	0.09	0.06%	
	Δ 1 - dioriti quarzifere fortezza	0.80	0.52%	
	ϵ 1 - Gabbri	0.70	0.45%	
Vulcanesimo	VCG - Conglomerato di Ponte Gardena	0.13	0.08%	9.71%
	VUL - Vulcanesimo Permiano	14.72	9.46%	
	$\delta\Delta$ c - Arenarie e brccioline	0.26	0.17%	
Sedimentario	BEL - Formazione a Bellerophone	0.67	0.43%	10.33%
	BUC - Buchenstein	0.71	0.46%	
	DDS - Dolomia del Serla	0.62	0.40%	
	GAR - Arenarie della Val Gardena	2.31	1.49%	
	RIC - Conglomerato di Richofen	0.21	0.13%	
	SCI - Dolomia dello Sciliar	10.02	6.44%	
	WEN - Formazione di Wengen	0.84	0.54%	
	WER - Formazione di Werfen	0.70	0.45%	
Quaternario	aa - Alluvioni attuali	0.15	0.10%	39.24%
	ar - Alluvioni recenti	1.33	0.86%	
	at1 - Alluvioni antiche di primo ordine	0.09	0.06%	
	at2 - Alluvioni antiche di secondo ordine	0.16	0.11%	
	c - Depositi Colluviali	0.37	0.24%	
	cd - Conoide di detrito	0.00	0.00%	
	cf - Conoide fluviale	0.04	0.03%	
	co - Zona tettonizzata - granulometria grossa	0.02	0.02%	
	d - Detriti di versante	34.84	22.40%	
	df - Depositi fluvio glaciali	7.02	4.51%	
	fa - Frana attiva	0.08	0.05%	
	fi - Frana inattiva	1.33	0.85%	
	g - Zona tettonizzata - granulometria fine	0.02	0.01%	
	mo - Morene wurmiane miste a detrito	15.58	10.02%	

Tabella 2.2 – Aree e litologie affioranti all'interno dei bacini idrografici dell'area di studio. Si osserva che le litologie dominanti nei bacini idrologici sono: per il 39% costituiti da rocce del Basamento e per il 39% da sedimento sciolto quaternario.

2.2.2 Assetto tettonico

L'assetto tettonico dell'area di studio viene descritto prendendo come punto di riferimento l'idrografia della Valle Isarco (Fig. 2.17):

- Assetto tettonico sulla sinistra idrografica della Valle Isarco:

sul versante sinistro della Valle Isarco vi è la presenza di numerose faglie soprattutto in prossimità delle località di Gudon e Laion, che creano discontinuità nel basamento attraverso l'elevata fratturazione con set di giunti a inclinazioni elevate. Attraverso le carote dei sondaggi sono stati ritrovati *cores* milonitici (*gouge*), cataclasiti che dimostrano la presenza di una zona di taglio. In particolare l'unità PRL si trova al tetto rispetto all'unità BSSb e questa inversione della colonna stratigrafica (Fig. 2.15), conferma la presenza del sovrascorrimento. A nord della località di Gudon è presente la faglia di Funes, ossia un retroscorrimento associato alla linea della Valsugana (*Castellarin et al., 1992*), che porta a contatto le coperture mesozoiche alla base e il basamento metamorfico al tetto. La zona di taglio cataclasitica ha potenza di circa 50 m. Mentre nella zona a sud di Gudon, il retroscorrimento delimita verso sud il corpo anfibolitico di Gudon. Proseguendo verso nord, le incisioni individuate alla valle del fiume Isarco presentano lineamenti simili a quelli descritti, con *strike* WNW-ESE e NW-SE. In sintesi si può affermare che la struttura tettonica del versante sinistro della Valle Isarco nei pressi dell'area di studio è quella di *thrust-sheets* sovrapposti.

- Assetto tettonico sulla destra idrografica della Valle Isarco:

in questa parte della valle, l'assetto geologico-strutturale è composto dalla successione del basamento tettono-metamorfico, ossia filladi quarzitiche-porfiroidi-filladi a granati, a contatto con le intrusioni permiane, e da due lineamenti fragili rilevati in Val Scaleres (*thrust*) e lungo il Rio Spelonca (riconducibile alla faglia di Rio Bianco; Fig. 2.16), con *strike* preferenziale in direzione E-W.



Figura 2.15 –Faglia ad alto angolo in località Velturmo.



Figura 2.16– Faglia del Rio Bianco.

È evidente che la differenza tra gli stili tettonici rilevati nei due versanti della Valle Isarco non consente una correlazione strutturale attraverso la valle stessa. Di conseguenza è stata ipotizzata la presenza di un sistema distensivo in direzione NNE-SSW, NE-SW (paragonabile ad altri sistemi distensivi Permo-Mesozoici presenti nella provincia di Trento, i.e. Val di Cembra) su cui la Valle di Isarco si sarebbe imposta.

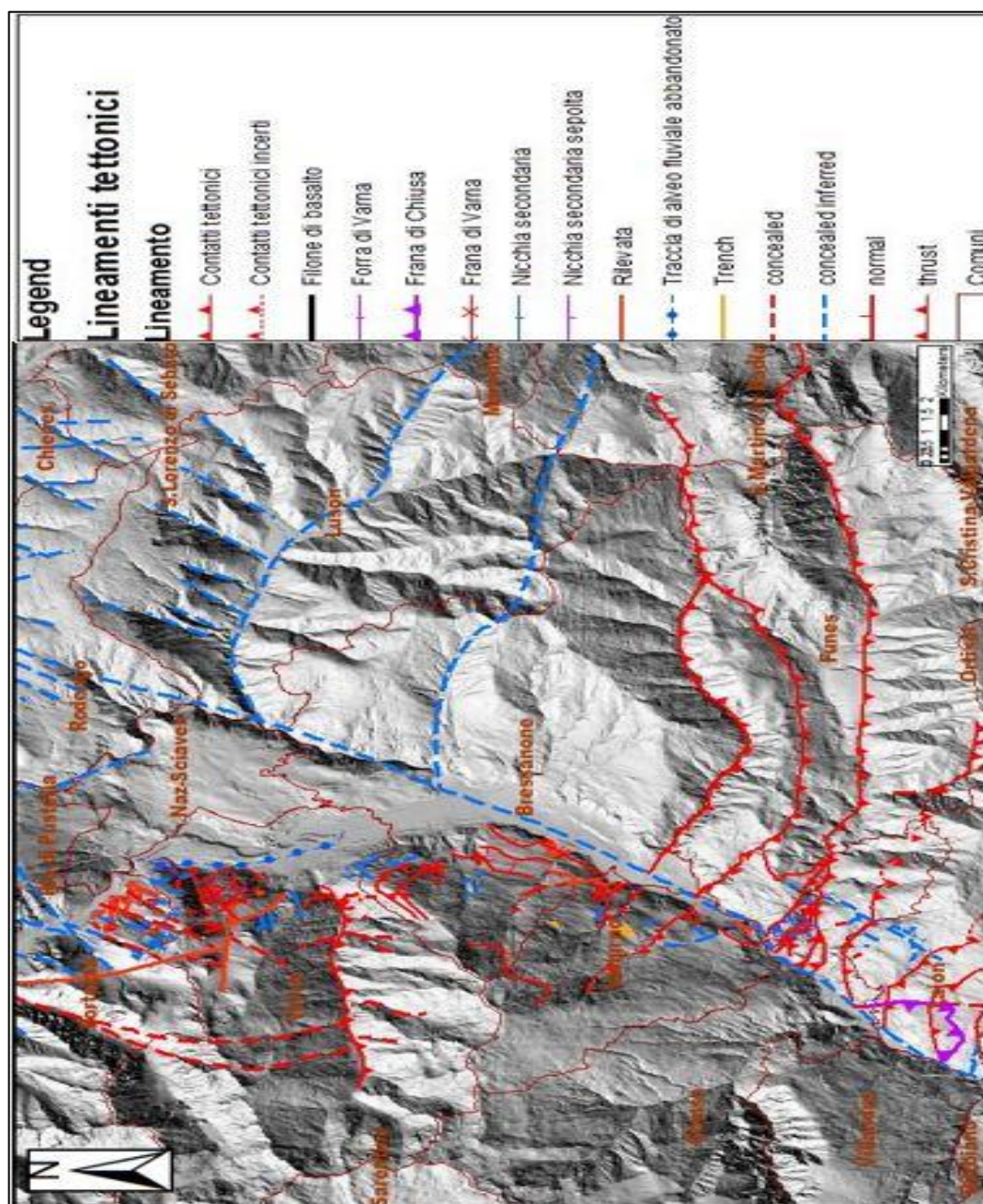


Figura 2.17 – Carta geologica e strutturale dell'area di studio, in cui si osservano le formazioni individuate e i sistemi strutturali.

2.3 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Nell'area indagata si riscontrano morfologie variabili, attribuibili ai diversi processi, o fenomeni, che si sono sviluppati in loco. Sui versanti si riconoscono morfologie di origine glaciale e fluvioglaciale, per la presenza di terrazzi asimmetrici di diverso ordine, la cui formazione è attribuibile al ritiro dei ghiacciai appartenenti all'ultimo Last Glacial Maximum (LGM). Sul fondovalle si individuano corpi la cui genesi appartiene alla dinamica fluviale, quali depositi alluvionali; mentre sui versanti corpi appartenenti alla dinamica gravitativa e di trasporto di massa, quali corpi di frana di diversa tipologia. Nello specifico i depositi quaternari riconosciuti sono (Fig. 2.14; Tab. 2.2):

- **Alluvioni antiche di primo e secondo ordine (at1 e at2):** tali depositi di origine fluviale, sono stati cartografati nell'area del Comune di Bressanone alla confluenza del Torrente Rienza con il Fiume Isarco. Con molta probabilità, la loro formazione è dovuta ai fenomeni glaciali Pleistocenici (Wurm). Si tratta di una sequenza *coarsening-upward*, con alla base sabbie fini (at1) e al tetto ghiaie grossolane (at2).
- **Alluvioni attuali (aa) e recenti (ar):** i primi sono depositi di ciottoli poligenici, presenti con continuità lungo tutta la valle. Mentre, i depositi alluvionali recenti sono costituiti anch'essi da ciottoli poligenici e sabbie, ma non presentano continuità lungo la valle.
- **Frane attive (fa) e frane inattive (fi):** sono depositi di detrito la cui provenienza è strettamente legata alle Formazioni del Basamento metamorfico. I depositi presentano clasti, principalmente filladici, alterati, scomposti e disarticolati, di colore arancione-rossastro e matrice terrosa.
- **Depositi colluviali (c):** accumulo di sedimenti provenienti dal substrato e che localmente presenta dei fenomeni di *creep* gravitativo. Si ritrovano soprattutto nei punti dove avviene un cambio di pendenza.
- **Detriti di versante e depositi da Debris Flow (d):** sono depositi eterogenei con granulometria variabile che rispecchiano la natura del substrato. Si

ritrovano nelle forme concave ad alta quota e nei canali stretti delle valli laterali.

- **Depositi fluvio-glaciali, morene (df):** risultato dei fenomeni glaciali avvenuti in periodo Pleistocenico che hanno mutato la morfologia dell'area. Alla base della sequenza completa si osservano depositi morenici con una potenza limitata ai 2-3 metri, mentre al tetto si osservano depositi fluviali discordanti con una potenza dell'ordine delle decine di metri. La litologia varia da ghiaia a sabbia e raramente sono presenti intercalazioni argillose. Affiorano lungo i versanti della Valle Isarco.
- **Depositi antropici (h):** sono depositi creati per attività antropica (riporti e riempimenti).
- **Conoidi di detrito (cd) e conoidi alluvionali (cf):** accumuli eterogenei, con granulometria variabile, dalla forma conica convessa situati negli sbocchi vallivi.

In particolare, gli elementi che si sono ritenuti a più elevato rischio, sia per le zone abitate che per lo sviluppo dell'opera, sono: la Frana di Varna, la Frana di Funes e il Terrazzo di Pinzagò (Fig. 2.18). Attraverso studi geomorfologici applicati, con l'ausilio di tecniche interferometriche satellitari basate sulla tecnologia SAR (*Synthetic Aperture Radar*), che permettono di effettuare un'analisi cinematica, in termini di spostamenti e velocità, dei riflettori permanenti (PS - *Permanent Scatterers*), è stata effettuata una valutazione del rischio (R) più dettagliata.

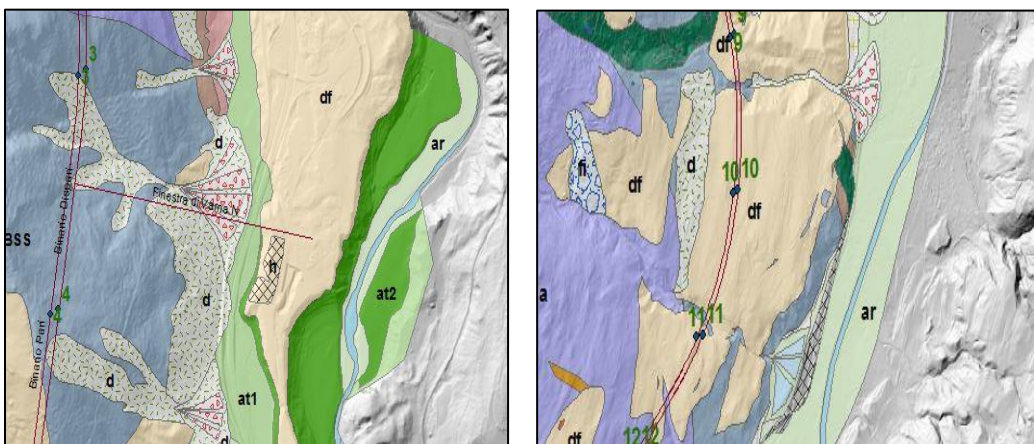


Figura 2.18 – Terrazzo di Pinzagò (sinistra) e Frana di Varna (destra).

3 MODELLO IDROGEOLOGICO CONCETTUALE

Nell'area di studio il substrato roccioso è costituito da litologie prevalentemente filladiche ed in misura minore da vulcaniti, graniti e rocce sedimentarie. Nel dettaglio con riferimento alla figura 3 ed alla tabella 3, si può affermare che il 69% dei bacini oggetto di studio è costituito da rocce metamorfiche di basamento (BSS, BSSa, BSSb, BSSc, FMG, p, PRL), il 18% da rocce sedimentarie (BEL, BUC, DDS, GAR, RIC, SCI, WEN, WER), l'11 % da vulcaniti (VCG, VUL, $\delta\Delta c$) e solo il 2% rocce magmatiche (BDI, fb, GDT, MPC, α , γbi , δ , $\Delta 1$, $\epsilon 1$). Se si estende l'area di interesse al bacino del Torrente Gardena, formato prevalentemente da rocce sedimentarie, le stesse percentuali diventano rispettivamente: 32%, 57%, 10% e 1%. Infine, i depositi quaternari, sovrapposti al substrato roccioso, rappresentano circa il 40 % dell'area di studio.

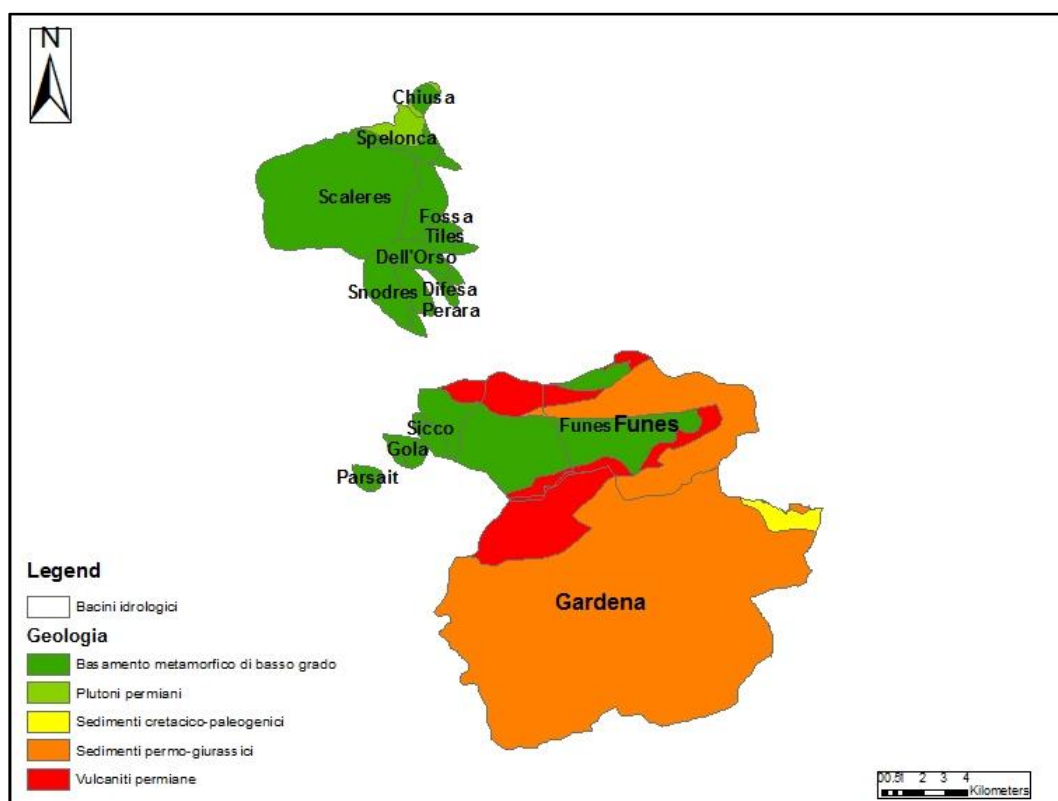


Figura 3.1 – Litologie dei Bacini idrografici.

I	Formazioni	Area (km2)	Tot. Litologie (%)
	Basamento metamorfico	96,53	69%
	Plutoni permiani	3,24	2%
	Sedimenti permo-mesozoici	24,67	18%
	Vulcaniti permiane	14,85	11%
II	Formazioni	Area (km2)	Tot. Litologie (%)
	Basamento metamorfico	96,53	32%
	Plutoni permiani	3,24	1%
	Sedimenti permo-mesozoici	168,36	56%
	Vulcaniti permiane	29,71	10%
III	Formazioni		
	Quaternario	61,04	39%

Tabella 3.1 – Percentuali delle litologie affioranti nei bacini idrologici. La sezione I è rappresentativa dell'area di studio; la sezione II considera oltre all'area di studio anche il Bacino del Torrente Gardena; la sezione III è indicativa dei depositi quaternari.

Tali litologie, con l'eccezione delle rocce carbonatiche, dal punto di vista idrogeologico possono essere classificate come *hardrock acquifers* (Kransny et al., 2003; Neumann, 2005; Shakeel et al, 2008), vale a dire ammassi rocciosi fratturati non carsificati in cui il grado di permeabilità è generalmente basso, ma che localmente può divenire da medio ad alto in relazione allo stato di fratturazione e detensionamento. I risultati delle prove di permeabilità realizzate durante la perforazione dei sondaggi geognostici evidenziano una grande variabilità della conducibilità idraulica (K in m/s; Fig. 3.2), di circa 5 ordini di grandezza, ed indicano la presenza di uno spessore superficiale di roccia alterata con valori di K generalmente maggiori, in cui la circolazione idrica sotterranea si suppone sia più attiva. Questi acquiferi vengono anche chiamati “*acquiferi discontinui*”, intesi come rocce lapidee fratturate non carsiche e con porosità primaria trascurabile (Piccinini et al., 2012).

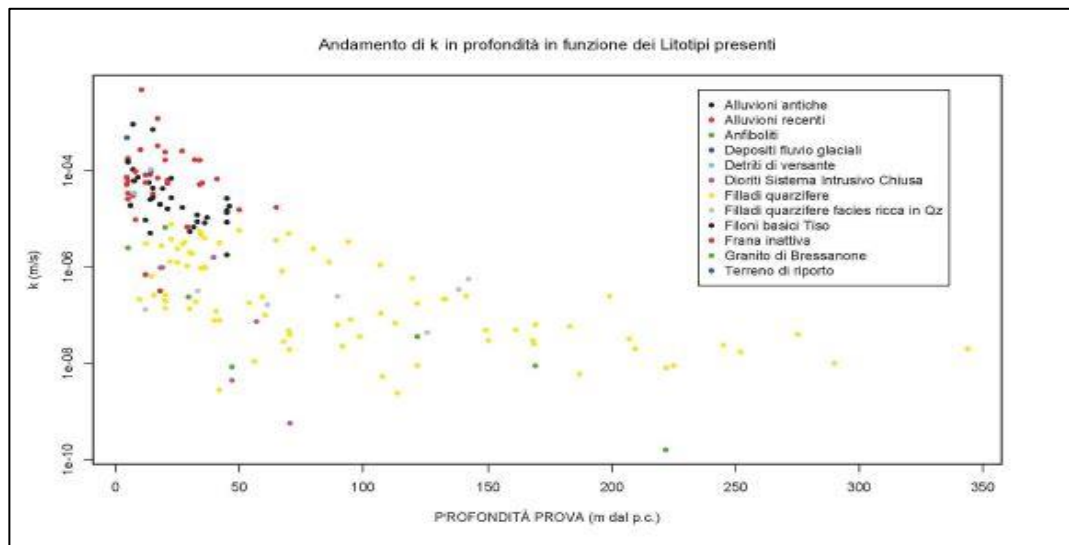


Figura 3.2 – Grafico ottenuto tramite prove di permeabilità in foro (prove *Lugeon*) sui litotipi presenti nell'area investigata. Si osserva che all'aumentare della profondità della prova, la permeabilità diminuisce (ENSER, 2017).

In tali contesti la circolazione idrica sotterranea può essere schematizzata attraverso i Groundwater Flow System di *Tòth* (1963; Fig.3.3), secondo cui il bacino idrologico coincide con quello idrogeologico ed il recapito finale del flusso idrico sotterraneo è rappresentato dal deflusso di base, vale a dire dall'alimentazione dell'ammasso roccioso alla rete idrografica (*Gargini et al.*, 2006, 2008; *Vincenzi et al.*, 2009). Prendendo in considerazione l'anno idrologico come unità temporale di riferimento e considerando il sistema in condizioni circa stazionarie, si può considerare il deflusso di base come una stima significativa della ricarica all'interno del bacino sotteso.

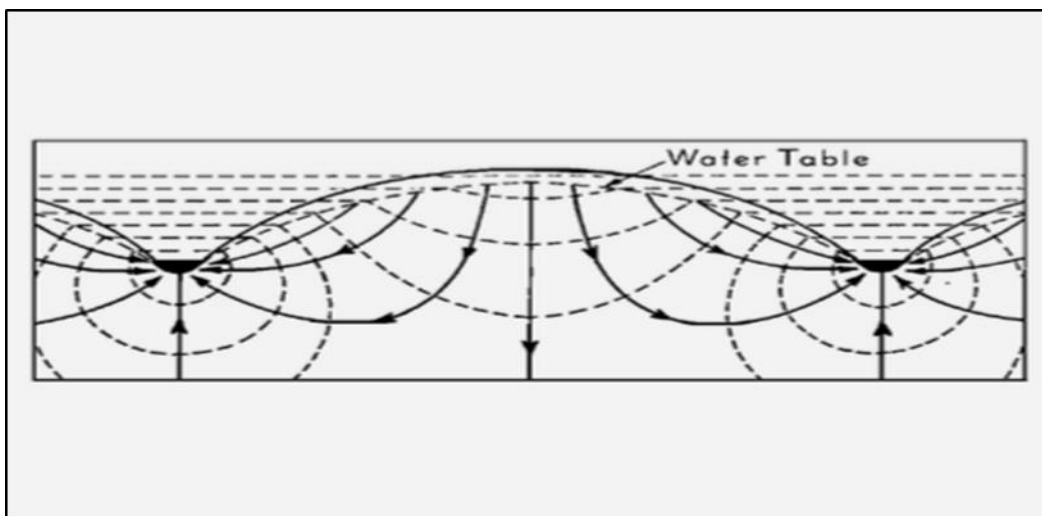


Figura 3.3 – Groundwater Flow System (GFS) proposto da Tòth nel 1963.

In figura 3.4 sono presentati: la portata giornaliera registrata all'idrometro di San Pietro sul Rio Funes, le piogge e le temperature registrate presso la stazione meteo di Funes e le portate giornaliere della sorgente Gruberwiese-Schuettung, ubicata nel bacino del Rio Scaleres, per il periodo compreso tra 01/01/13 al 30/09/16. Si osserva come le portate del fiume presentano un andamento confrontabile con quelle della principale sorgente presente nell'area di studio. Sia nel fiume e sia nella sorgente, i periodi di recessione, cioè le fasi in cui il deflusso delle acque sotterranee non è influenzato dall'infiltrazione ma decresce con regolarità, si verificano di norma da dicembre a marzo, quando le precipitazioni sono praticamente assenti e le temperature sono minime. In questi momenti il deflusso superficiale nella rete idrografica è rappresentato quasi per intero dal deflusso di base.

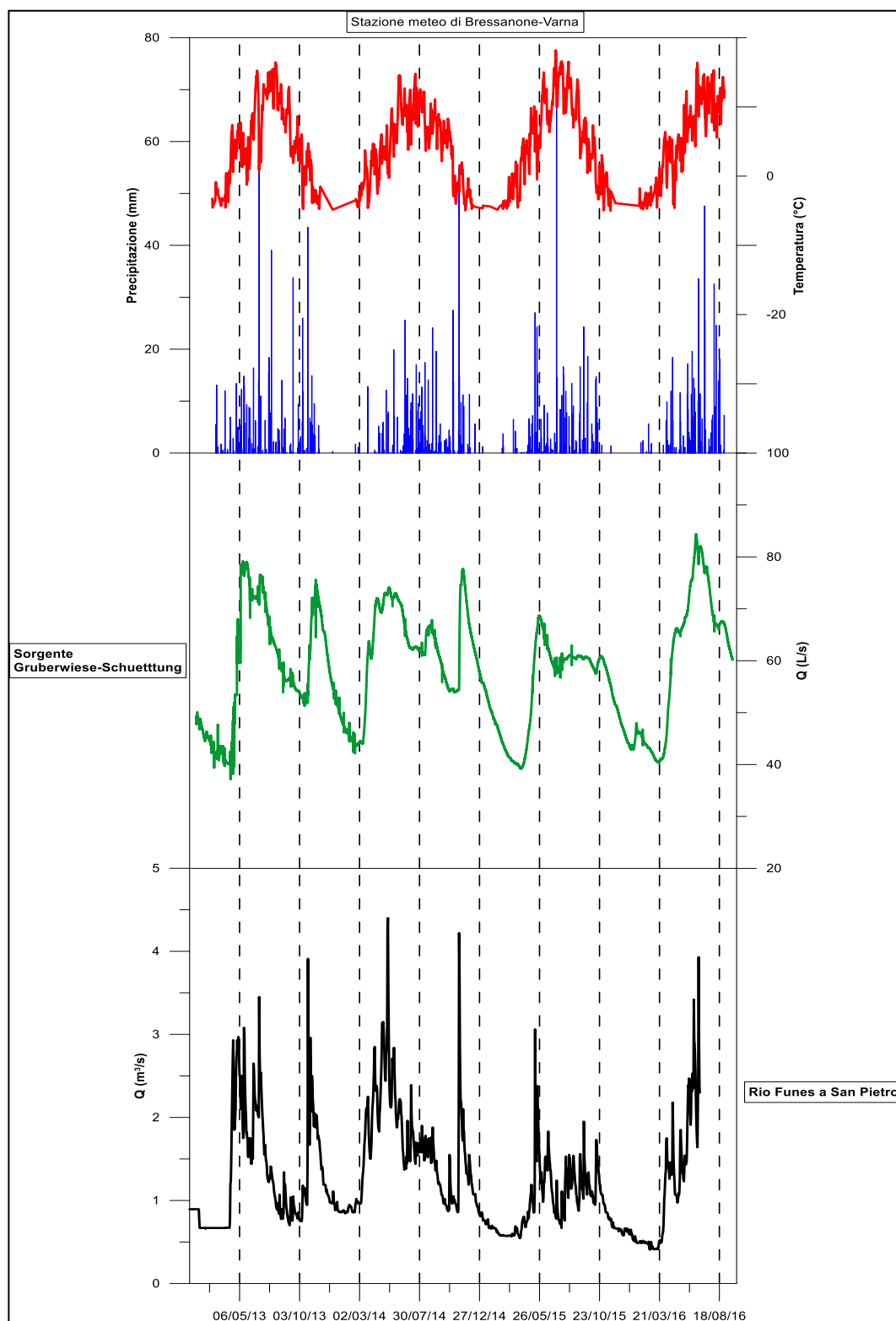


Figura 3.4 - Confronto tra le portate giornaliere del Rio Funes e della sorgente Gruberwiese-Schuetting, con le precipitazioni e le temperature giornaliere registrate. La coincidenza dei periodi di recessione tra sorgente e fiume dimostra che la ricarica in questo intervallo temporale, è circa uguale al deflusso di base.

Il modello concettuale trova conferma anche attraverso l'analisi dei dati idrochimici disponibili su fiumi e sorgenti dell'area di studio. Poiché la misura dei principali ioni disciolti permette di definire quale flusso della zonalità verticale (flusso a circuito breve o flusso profondo) dell'acquifero prende parte al processo di ricarica-discardica (Civita, 2005), è possibile definire una facies idrochimica attraverso il diagramma di Piper (Fig. 3.5). Lo schema di Piper si basa su tre diagrammi, di cui due ternari in cui si riportano gli anioni (a destra) e i cationi (a sinistra), e uno a rombo (al centro) sul quale viene proiettata la loro concentrazione. La posizione dei punti nell'area del rombo, definisce la facies idrochimica alla quale l'acqua appartiene. Le facies sono:

1. bicarbonato - calcica e/o magnesiacca;
2. solfato – calcica;
3. cloruro – alcalina;
4. bicarbonato – alcalina.

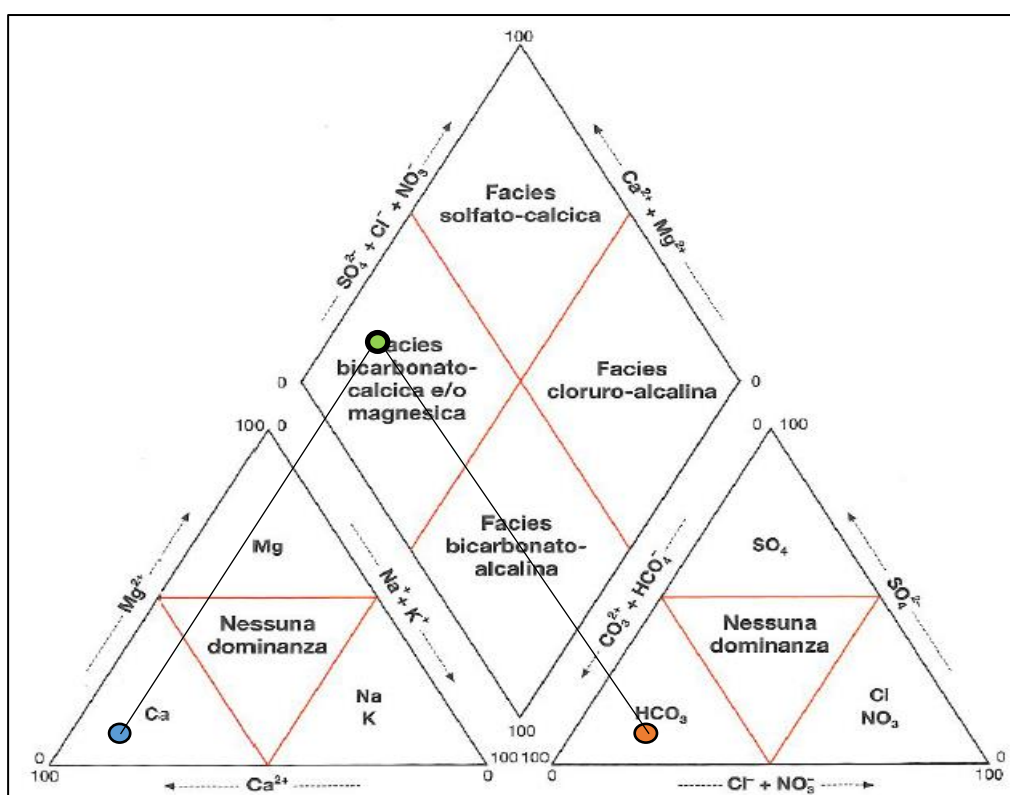


Figura 3.5 - Rappresentazione del diagramma di Piper e delle principali Facies idrochimiche (Civita, 2005).

Attraverso le analisi (ENSER, 2017) su 15 torrenti appartenenti ai bacini di studio e su 92 sorgenti, è stato verificato che la facies idrochimica principale è quella bicarbonato-alcaina.

La facies bicarbonato-alcaina rappresenta circuiti di flusso poco profondo, con acque idrogeologicamente giovani, perché il tempo di residenza nell'ammasso roccioso è troppo breve per permettere una reazione di scambio con l'ambiente circostante.

In generale, con l'eccezione del fiume Isarco e del Torrente Funes, nel cui bacino idrografico affiorano anche rocce sedimentarie Permo-Triassiche, le acque dei rii (Fig. 3.6) dell'area di studio possono essere considerati l'espressione di flussi alimentatori poco evoluti, con caratteristiche idrochimiche in linea con quelle delle sorgenti campionate (ENSER, 2017; Fig. 3.7).

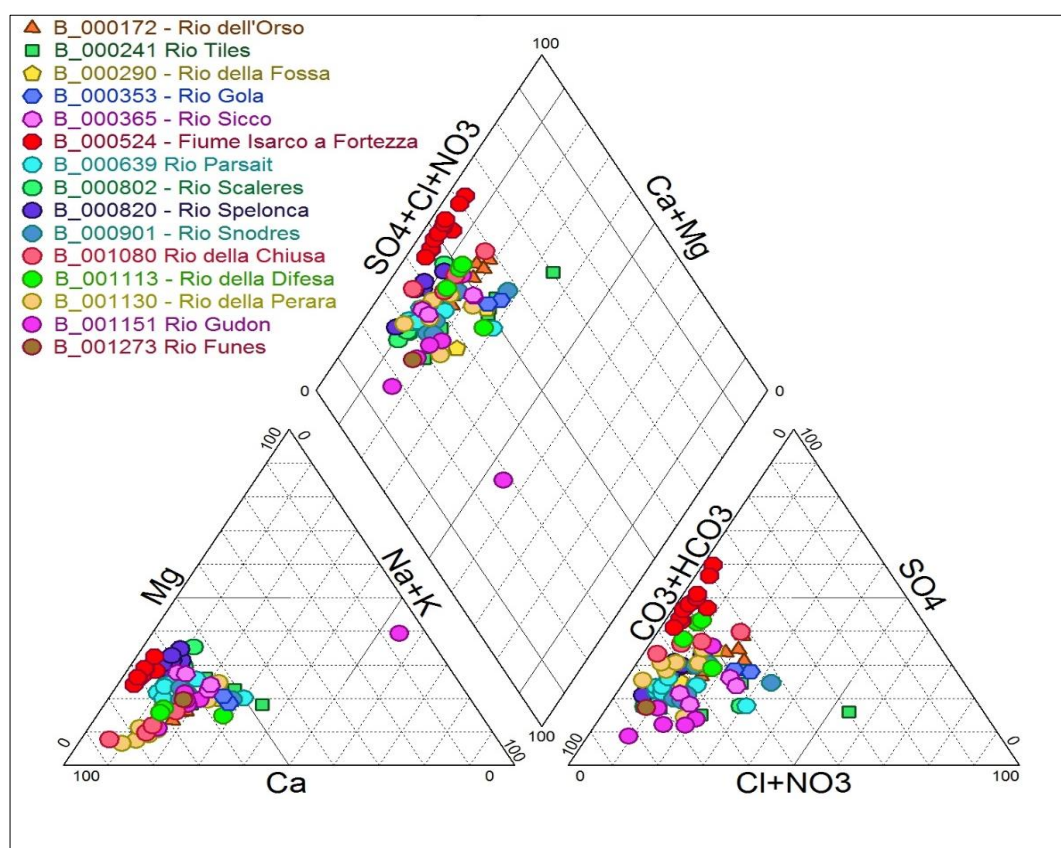


Figura 3.6 – Diagramma di Piper dei 15 torrenti monitorati nell'area di studio, in cui si osserva la che lo scatter dei dati ricade nella facies idrochimica bicarbonato-alcaina (Enser, 2017).

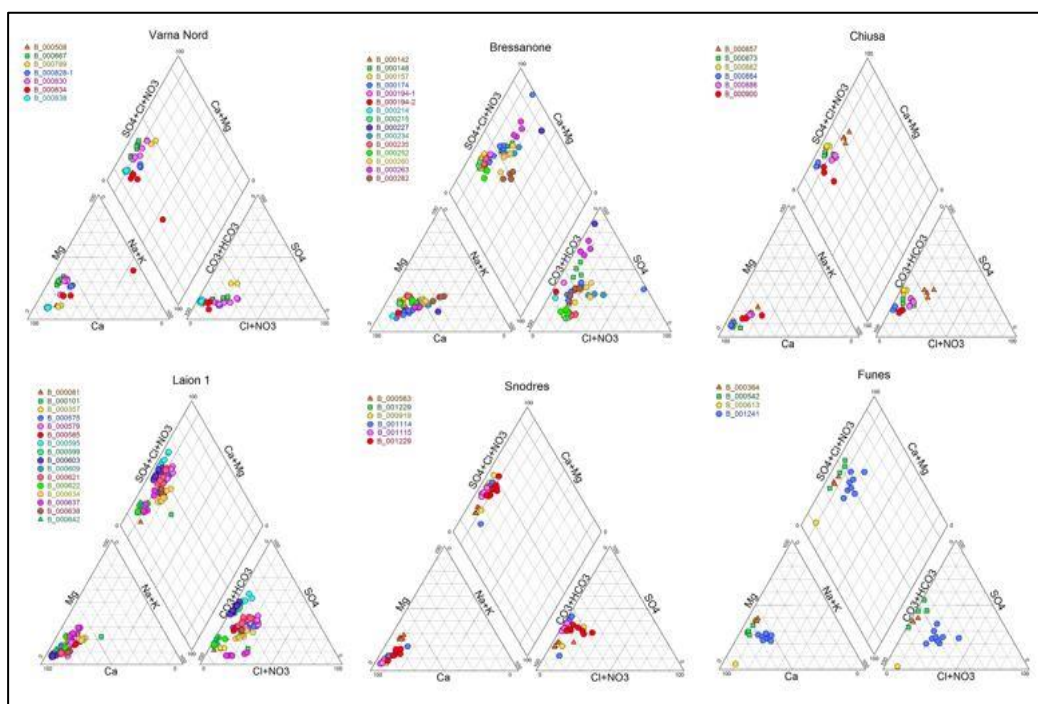


Figura 3.7 – Diagrammi di Piper delle sorgenti monitorate (Enser, 2017)

Di conseguenza si può ipotizzare che nella Valle Isarco i flussi profondi di carattere regionale possano essere considerati trascurabili. La circolazione idrica sotterranea avviene principalmente entro circuiti locali, guidati dalla topografia, dalla fratturazione e dal detensionamento dei versanti.

Assunto che il deflusso superficiale è costituito da un'aliquota di acque di ruscellamento e da un'aliquota di deflusso sotterraneo, si evince che nei periodi di recessione il deflusso è unicamente alimentato dalla falda sotterranea (deflusso di base), il che determina la *discharge* del sistema. Di conseguenza esiste una stretta relazione tra la ricarica del sistema acquifero e il deflusso di base nei periodi di recessione (Foster, 1998). Risulta evidente la necessità di valutarne la sua distribuzione, che in questo elaborato è stata stabilita attraverso le aste torrentizie. L'assunzione di base è stata quella di considerarle come “mega sorgenti”, alimentate dalla sommatoria delle componenti di discharge provenienti da monte (Korkmaz, 1990; Scanlon et al., 2002).

4 MATERIALI E METODI

Un passo fondamentale nella quantificazione dei deflussi sotterranei all'interno degli ammassi rocciosi della Valle Isarco, è quello della redazione del bilancio idrologico, vale a dire il confronto tra le entrate (afflussi) e le uscite (deflussi) all'interno del bacino, nell'arco dell'anno idrologico. Nella tabella 4.1 sono identificati gli anni idrologici dal 1996 al 2017, sulla base dell'idrogramma in continuo del Rio Funes (idrometro di San Pietro; Fig. 4.1). Per il periodo considerato, in media, l'anno idrologico dura 365 giorni, con inizio il 4 marzo e termine il 3 marzo dell'anno successivo.

Inizio A.I.	Fine A.I.	N° giorni A.I.
12/03/1996	24/04/1997	408
24/04/1997	12/02/1998	294
12/02/1998	21/03/1999	402
21/03/1999	25/02/2000	341
25/02/2000	26/02/2001	367
26/02/2001	06/04/2002	404
06/04/2002	22/03/2003	350
22/03/2003	21/02/2004	336
21/02/2004	19/02/2005	364
19/02/2005	01/03/2006	375
01/03/2006	03/03/2007	367
03/03/2007	10/03/2008	373
10/03/2008	13/02/2009	340
13/02/2009	16/03/2010	396
16/03/2010	08/03/2011	357
08/03/2011	06/02/2012	335
06/02/2012	18/03/2013	406
18/03/2013	17/02/2014	336
17/02/2014	15/03/2015	391
15/03/2015	02/03/2016	353
02/03/2016	28/02/2017	363
4/3	3/3	364.7

Tabella 4.1 –Anni idrologici valutati dal 1996 al 2017.

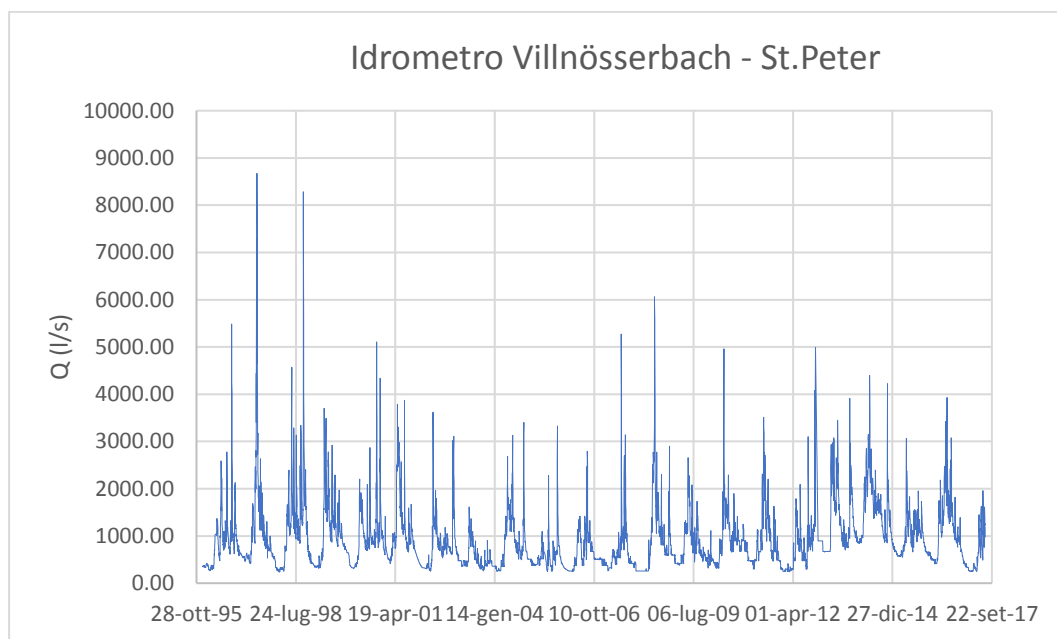


Figura 4.1 – Idrogramma in continuo del Rio Funes.

L'equazione generale del bilancio idrico è data da (Fabbri et al., 2010):

$$\sum Q_{affl} = \sum Q_{defl} \pm \Delta s \quad (1)$$

con Δs che indica la capacità di immagazzinamento nel bacino, Q_{affl} le portate entranti nel sistema e Q_{defl} le portate uscenti dal sistema. Riscrivendo l'equazione (1) per l'unità fisiografica di riferimento, vale a dire il bacino idrografico, si ottiene:

$$P = E_r + R + I \quad (2)$$

da cui si comprende gli afflussi meteorici (P) si ripartiscono in evapotraspirazione reale (E_r), ruscellamento superficiale (R) e infiltrazione (I).

Ipotizzando che il bacino idrologico coincida con il bacino idrografico (*sensu Tòth, 1963*), si ottiene che i quantitativi d'acqua in entrata nel sottosuolo sono costituiti dall'infiltrazione (I); mentre quelli in uscita sono definiti dal deflusso sotterraneo (D_s) che si ripartisce tra emergenze sorgive e deflusso di base entro il reticolo idrografico. Il deflusso di base, se stimato rappresenta quindi un *proxy* dell'infiltrazione e quindi della ricarica (Piccinini et al., 2012).

Nel seguito sono presentate le metodologie utilizzate per la stima delle componenti del bilancio idrico.

4.1 DATI CLIMATICI

4.1.1 Precipitazioni e Temperature

I dati di temperatura e precipitazione sono stati ottenuti dalle stazioni meteorologiche appartenenti alla Provincia Autonoma di Bolzano, che dal 1996 possiede un proprio servizio meteo provinciale. Le stazioni pluviometriche utilizzate per la stima degli afflussi sono 8, di cui 5 ubicate nella Valle Isarco al di sotto dei 1000 m s.l.m., e le restanti 3 posizionate ad altitudine maggiore. Queste ultime, anche se collocate al di fuori dei versanti della Valle, servono per avere un'idea del quantitativo di pioggia presente in quota (Tab. 4.2; Fig. 4.2).

ID	Stazione	Altitudine	Latitudine
P1	Valles	1410	46.8483 °
P2	Le Cave	850	46.8125 °
P3	Bressanone Varna	590	46.7305 °
P4	Vernago	1700	46.7357 °
P5	Prati di Croda Rossa	1910	46.6636 °
P6	S.Pietro Funes	1080	46.6770°
P7	Colma di Barbiano	490	46.5951 °
P8	Piz la Ila	2050	46.5650 °

Tabella 4.2 – Stazioni pluviometriche utilizzate per il calcolo delle isoiete di precipitazione.

I dati di partenza ottenuti sono stati rielaborati, passando da precipitazioni orarie a precipitazioni giornaliere ed infine a precipitazioni mensili. I periodi temporali analizzati sono due, 2016-2017 e 2007-2017, al fine di poter confrontare i quantitativi di precipitazione dell'ultimo anno idrologico con i valori medi degli ultimi 10 anni, valutando se questi si siano discostati in modo significativo dalla media. In modo analogo sono stati trattati i dati di temperatura (Tab. 4.3)

	2007 - 2017														2016- 2017																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
	FUNES							VALLES							LE CAVE							OLMA DI BARBIANI							BRESSANON/VERNAGO							CRODA ROSSA/PIZ LA ILA							TOT_STAZIONI																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm	Pmm

Tabella 4.3 – Valori di precipitazione e temperatura di tutte le stazioni metereologiche. Per il periodo 2007-2017 i valori sono rappresentanti le precipitazioni medie mensili (Pmm) e per il 2016-2017 i valori sono di precipitazione cumulata mensile (Pm).

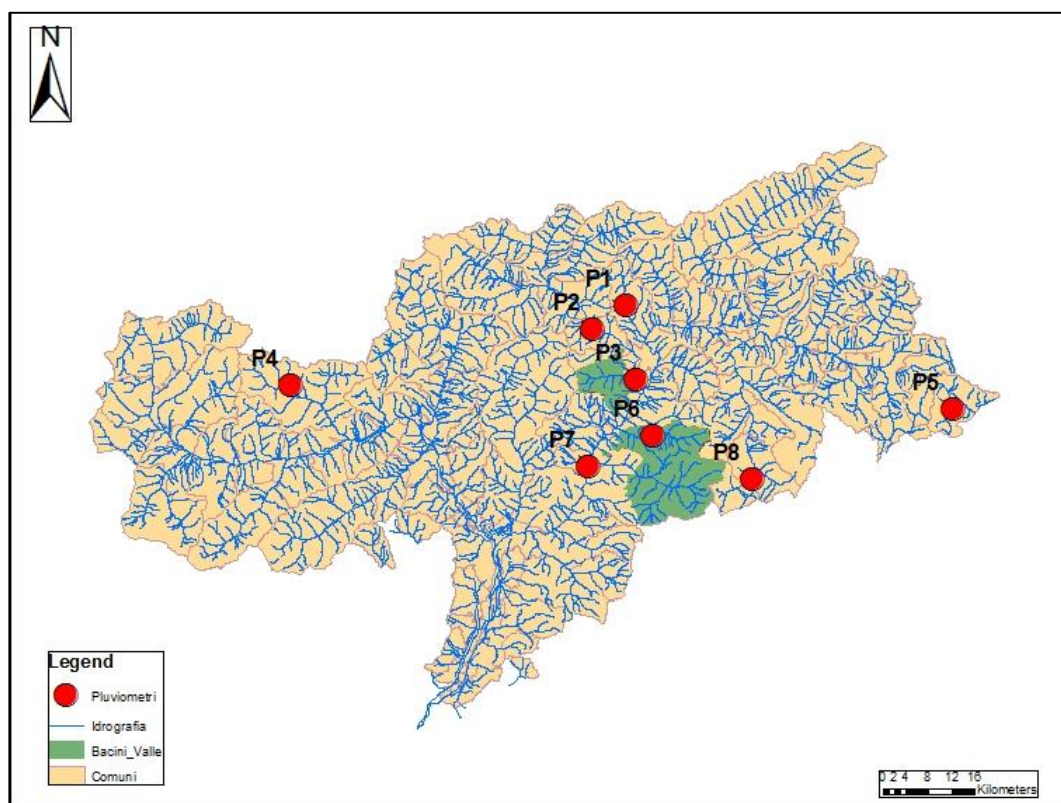


Figura 4.2 – Ubicazione delle stazioni metereologiche che ricadono nell'area di studio.

I valori, di tutte le stazioni metereologiche, delle precipitazioni medie mensili (Pmm) riferite al periodo 2007-2017, sono stati messi a confronto con quelli delle precipitazioni mensili (Pm) riferiti all'anno 2016-2017. Dal grafico di figura 4.3 si osserva che i trend dei due periodi sono simili, il che conferma l'assenza di variazioni del quantitativo di precipitazione rispetto alla media degli ultimi 10 anni. Ciò permette di considerare i valori medi di precipitazione del 2007 – 2017, come attendibili per la stima del coefficiente di infiltrazione. Inoltre è evidente che il momento in cui i pluviometri registrano la maggior concentrazione di pioggia è nella stagione primaverile – estiva.

Medesimo ragionamento può essere effettuato per i valori delle temperature, in cui non si osservano discostamenti significativi dalla media dei 10 anni (Fig. 4.4). I picchi delle temperature si registrano, anche in questo caso, nel periodo primaverile-estivo, da cui si deduce che in questo intervallo temporale le curve di portata dei fiumi sono influenzate anche da fenomeni di scioglimento nivale.

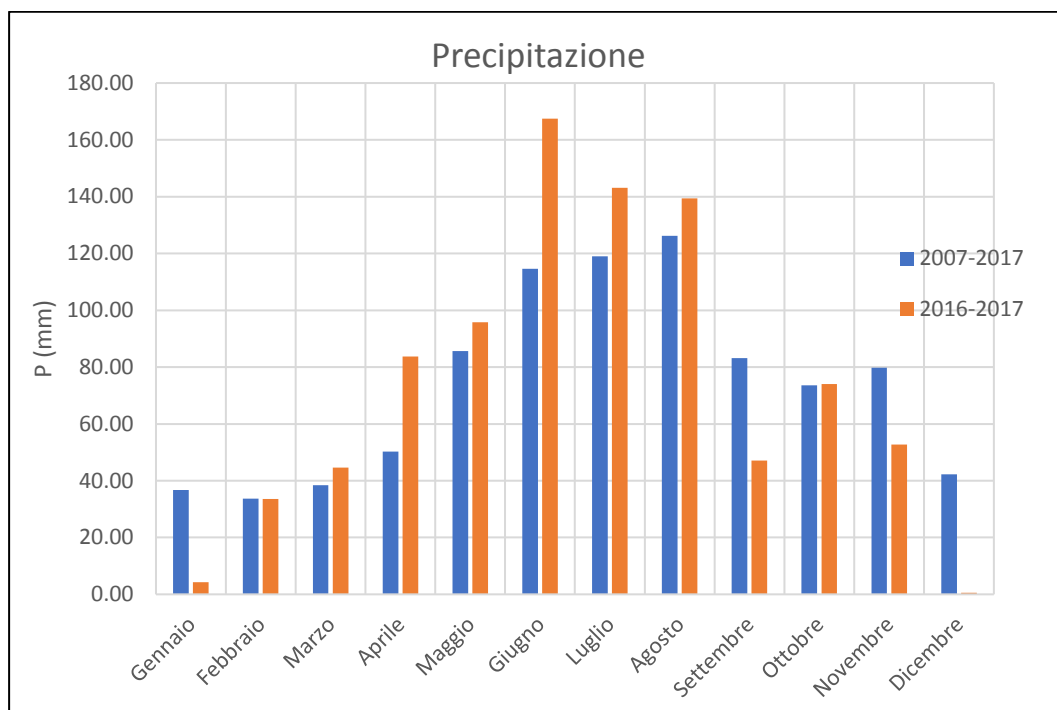


Figura 4.3 – Istogramma che mette a confronto le precipitazioni medie mensili (pmm), rispettivamente del periodo 2007-2017 (blu) e 2016-2017 (arancione), di tutti i pluviometri considerati.

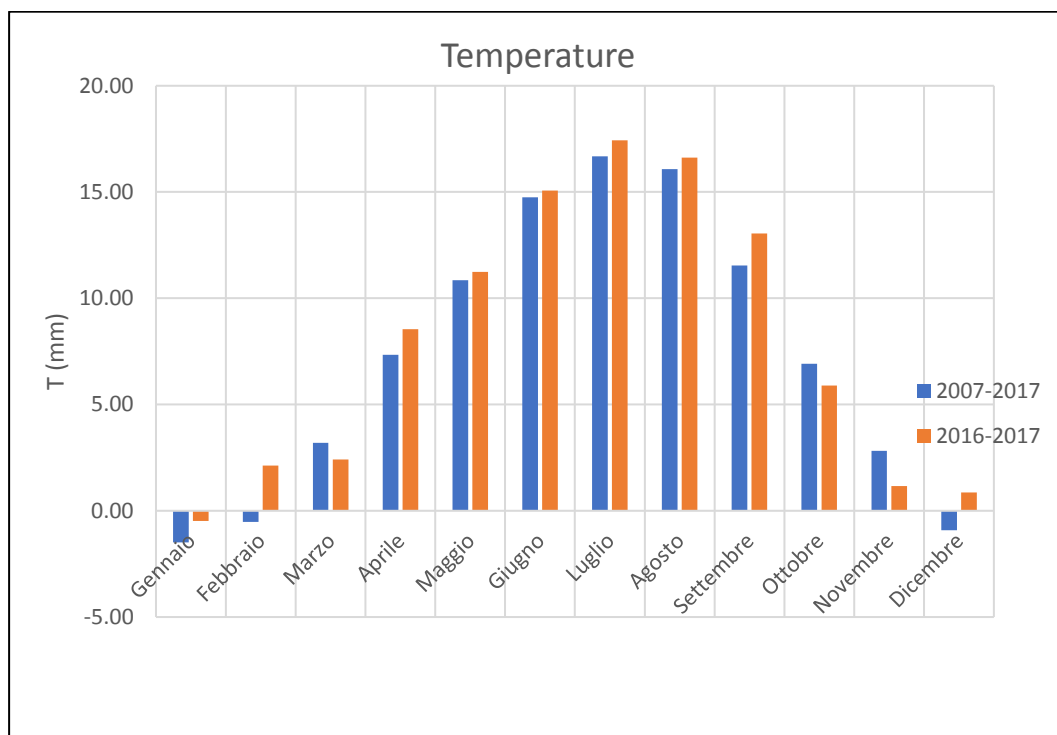


Figura 4.4 – Istogramma che mette a confronto le temperature medie mensili di 10 anni con temperature mensili dell'anno 2016-2017, di tutte le stazioni meteorologiche.

Difatti, con riferimento alla figura 4.5, si osserva che in media la comparsa del manto nevoso nella Valle Isarco è nel periodo invernale, coincidente con il momento di recessione dell'anno idrologico. Mentre, quello di scomparsa, mediamente, è nel periodo primaverile-estivo.

In questo contesto risulta evidente che le curve di portata dei fiumi nel periodo di concentrazione sono alimentate sia dalle precipitazioni, che dalle acque provenienti dallo scioglimento nivale.

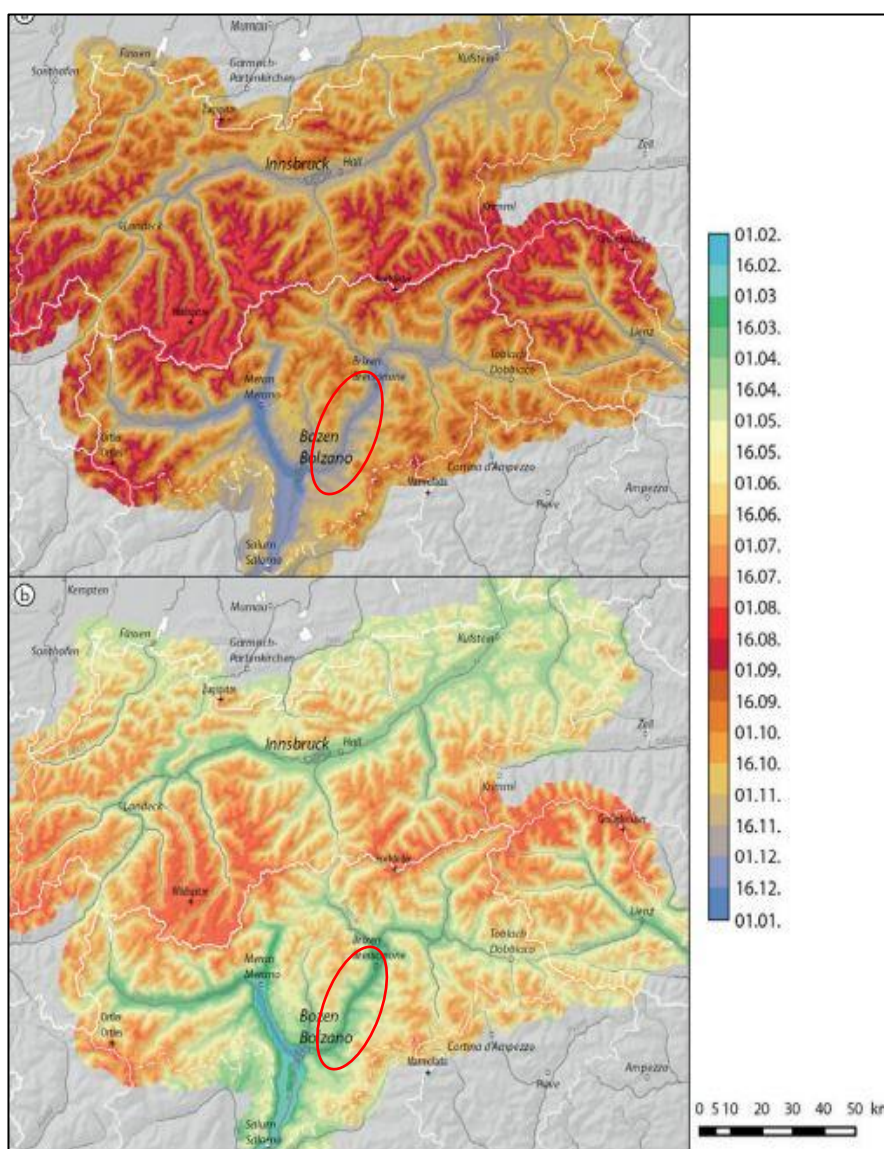


Figura 4.5 – Media della comparsa (sopra) e scomparsa (sotto) del manto nevoso. Nel cerchio rosso è messa in evidenza la Valle Isarco (ADLER S Adler et al., 2015).

4.1.2 Evapotraspirazione

Nell'equazione (2) compare il termine relativo all'evapotraspirazione (E_r), che definisce il quantitativo d'acqua in uscita dal sistema, per evaporazione diretta dal suolo e traspirazione delle piante. Quindi è un termine necessario per la valutazione del bilancio idrico.

Il metodo di *Thornthwaite & Mather* (1957) risulta essere affidabile per svariati ambienti climatici (*Barazzuoli & Salleolini, 1993*), ed è stato utilizzato per calcolare l'evapotraspirazione potenziale (E_p), l'evapotraspirazione reale (E_r) e il surplus (S). Quest'ultimo parametro rappresenta il quantitativo di precipitazione che arriva direttamente al suolo e dà luogo al ruscellamento superficiale ed all'infiltrazione (*Piccinini et al., 2012*).

I valori di temperatura e precipitazione, dei periodi analizzati (2007-2017 e 2016-2017), sono stati inseriti in un foglio di calcolo, in cui è implementata l'equazione:

$$E_{pm} = J \cdot 16 \left(\frac{10 (T_m)}{I} \right)^\beta \quad (3)$$

dove: J coefficiente di correzione latitudine, I indice termico annuale e β la funzione cubica dell'indice termico annuale. Il valore dell'evaporazione media annuale (E_p) è dato dalla somma dei singoli contributi mensili (E_{pm}), che combinato con i valori di precipitazione, permettono di ricavare l'evapotraspirazione reale (E_r) e il surplus (S) dei due periodi (Fig. 4.6; Tab. 4.4).

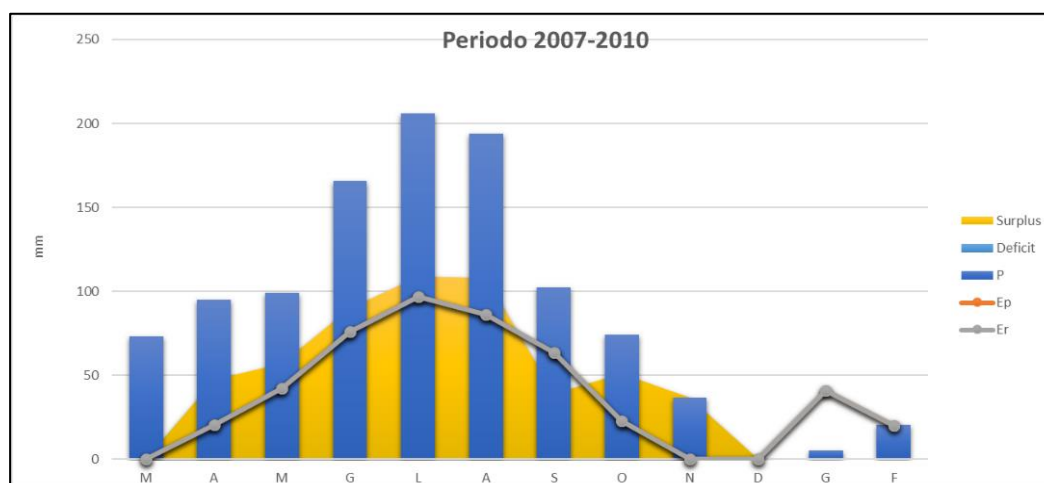


Figura 4.6 – Esempio di equazione di bilancio idrico del suolo secondo il metodo di Thornthwaite & Mather, della stazione di San Pietro-Funes.

Stazione	Quota (mslm)	Surplus 2007-2017(mm)	Ep	Er	2016-2017	Ep	Er	Stazione	Quota (mslm)	Surplus 2007-2017(mm)	Ep	Er	2016-2017(mm)	Ep	Er	Stazione	Quota (mslm)	Surplus 2007-2017(mm)	Ep	Er	2016-2017(mm)	Ep	Er
Stazione Valles	1410	0.00	12.54	12.54	0.00	9.17	9.17	Le Cave	850	0.00	22.85	22.85	0.00	15.63	15.63								
		0.00	45.24	45.24	0.00	58.31	58.31			0.00	52.18	52.18	0.00	50.71	50.71								
		0.00	71.89	71.89	0.00	87.12	87.12			0.00	84.19	84.19	0.00	78.26	78.26								
		0.00	96.51	96.51	35.30	115.60	115.60			0.00	112.10	112.10	41.81	107.39	107.39								
		0.00	111.03	111.03	0.00	136.62	136.62			0.00	130.03	130.03	30.98	127.62	127.62								
		14.98	99.26	99.26	0.00	115.37	115.37			0.00	112.66	112.66	0.00	111.19	111.19								
		21.36	65.99	65.99	0.00	86.94	86.94			0.00	75.03	75.03	0.00	84.76	84.76								
		38.28	37.74	37.74	0.00	36.24	36.24			0.00	38.16	38.16	0.00	35.52	35.52								
		74.81	12.22	12.22	22.21	1.82	1.82			43.97	13.16	13.16	20.70	2.13	2.13								
		53.68	0.00	0.00	0.00	4.78	4.78			41.43	0.00	0.00	0.00	3.11	3.11								
		51.89	0.00	0.00	0.00	8.86	8.86			34.87	0.16	0.16	0.00	13.07	13.07								
		41.33	0.00	0.00	56.48	1.48	1.48			28.39	1.39	1.39	0.00	1.45	1.45								
		296.33	552.42	552.42	113.98	662.32	662.32			148.66	641.91	635.29	128.06	630.84	630.84								
Stazione Vima di Barbina	490	0.00	32.03	31.47	0.00	32.38	32.38	Funes	1080	0.00	3.97	3.97	0.00	16.38	16.38								
		0.00	55.45	43.24	0.00	62.31	62.31			0.00	52.40	52.40	0.00	73.34	73.34								
		0.00	81.23	67.89	0.00	82.25	82.25			0.00	83.53	83.53	0.00	106.72	106.72								
		0.00	108.72	105.93	0.00	112.64	112.64			0.00	111.48	111.48	0.00	113.47	113.47								
		0.00	124.47	99.88	0.00	136.70	136.70			0.00	120.56	120.56	19.11	115.80	115.80								
		0.00	110.80	104.83	0.00	118.94	118.94			0.00	104.39	104.39	35.55	106.25	106.25								
		0.00	82.58	71.40	0.00	93.77	72.68			0.00	37.27	37.27	55.82	10.58	10.58								
		0.00	50.06	50.06	0.00	43.06	43.06			31.89	7.08	7.08	0.00	84.20	84.20								
		0.00	20.34	20.34	0.00	16.23	16.23			56.63	6.25	6.25	41.00	0.00	0.00								
		0.00	3.10	3.10	0.00	4.18	4.18			38.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
		18.00	2.87	2.87	0.00	0.00	0.00			29.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
		16.11	11.30	11.30	0.00	14.16	14.16			0.00	0.00	0.00	0.00	4.37	4.37								
		34.11	682.93	612.30	0.00	716.61	695.53			189.02	546.32	546.32	267.31	544.09	544.09								
Stazione Bressanone	590	0.00	30.58	26.04	0.00	29.38	26.20	Vernago	1700	0.00	7.90	7.90	0.00	0.62	0.62								
		0.00	58.13	39.12	0.00	58.13	58.13			0.00	36.64	36.64	0.00	36.50	36.50								
		0.00	92.12	65.25	0.00	84.79	77.17			0.00	66.49	39.21	0.00	59.44	59.44								
		0.00	121.10	105.39	0.00	119.37	119.37			0.00	92.51	47.39	0.00	89.60	89.60								
		0.00	137.18	116.31	0.00	137.99	137.99			0.00	105.51	82.18	0.00	106.84	106.84								
		0.00	121.95	105.21	0.00	119.62	119.62			0.00	95.62	89.77	0.00	96.64	96.64								
		0.00	78.13	63.58	0.00	91.03	53.82			0.00	62.64	62.64	0.00	73.74	73.74								
		0.00	45.03	45.03	0.00	39.02	39.02			5.60	36.41	36.41	0.00	31.87	31.87								
		0.00	16.50	16.50	0.00	13.36	13.36			48.41	11.62	11.62	0.00	6.27	6.27								
		0.00	1.54	1.54	0.00	3.05	3.05			46.76	0.00	0.00	0.00	5.72	5.72								
		21.38	0.78	0.78	0.00	0.00	0.00			63.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
		16.81	8.03	8.03	0.00	12.13	12.13			31.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
		38.20	711.09	592.78	0.00	707.87	659.86			195.93	515.34	413.76	52.95	507.24	507.24								
Stazione Croda Rossa	1910	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Piz La Ila	2050	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
		0.00	25.05	25.05	54.76	25.94	25.94			0.00	22.80	22.80	0.00	20.79	20.79								
		61.13	57.91	57.91	70.83	50.07	50.07			31.11	56.15	56.15	47.51	42.12	42.12								
		48.88	85.76	85.76	134.92	80.58	80.58			46.59	85.51	85.51	56.88	42.12	42.12								
		39.96	100.20	100.20	97.03	100.37	100.37			32.56	100.08	100.08	108.87	97.03	97.03								
		62.20	91.44	91.44	159.08	89.12	89.12			59.14	91.82	91.82	107.88	86.22	86.22								
		52.27	59.80	59.80	1.07	67.63	67.63			42.68	57.32	57.32	39.02	63.58	63.58								
		69.47	32.75	32.75	75.24	23.66	23.66			53.64	33.01	33.01	50.96	23.04	23.04								
		120.33	8.42	8.42	68.80	0.00	0.00			95.27	4.62	4.62	36.60	0.00	0.00								
		50.04	0.00	0.00	2.20	0.00	0.00			54.89	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00								
		42.33	0.00	0.00	0.00	21.35	21.35			45.49	0.00	0.00	0.00	41.14	41.14								
		43.93	0.00	0.00	9.28	19.27	19.27			46.92	0.00	0.00	0.00	20.24	20.24								
		590.53	461.35	461.35	673.21	477.99	477.99			508.30	451.30	451.30	537.75	470.33	470.33								

Tabella 4.4 – Valori di evapotraspirazione potenziale (E_p), evapotraspirazione reale (E_r) e surplus (S), ottenuti con i dati di precipitazione delle 8 stazioni meteorologiche.

4.1.3 Stima degli afflussi

Per stimare gli afflussi è necessario creare una carta delle isoiete sulla Valle Isarco. I soli dati di precipitazione e surplus, per l'anno 2016-2017 e per i 10 anni (Tab. 4.5), ottenuti partendo dai dati degli 8 pluviometri, risultano insufficienti per stabilire con dettaglio la distribuzione delle precipitazioni nell'area di studio. Di conseguenza è stata creata una rete di pluviometri "fittizi" (Fig. 4.8), ai quali sono stati attribuiti valori di surplus e precipitazione basati sulle rette di regressione lineare ottenute con grafici Surplus-Quota (2007-2017 e 2016-2017) e Precipitazione-Quota (2007-2017 e 2016-2017; Fig. 4.7) le quali mostrano un buon valore del coefficiente di determinazione (R^2 ; Tab. 4.6).

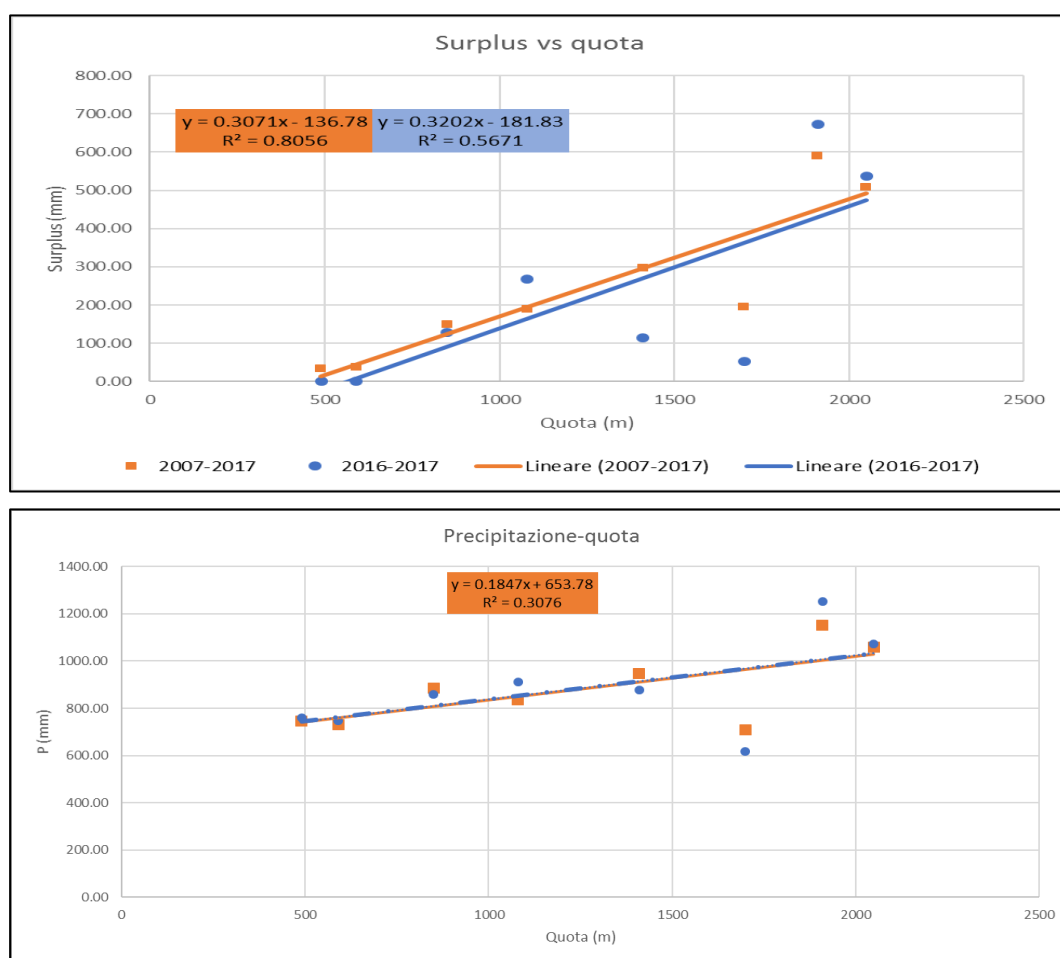


Figura 4.7 – In basso, grafico precipitazione-quota con valore di R^2 uguale. In alto, grafico surplus-quota le due regressioni lineari per i periodi considerati.

		2007-2017			2016-2017		
Stazione	Quota (mslm)	Surplus (mm)	T_media annua (°C)	Pmm_tot (mm)	Surplus (mm)	T_media annua (°C)	Pm_tot (mm)
Funes	1080	189.02	6.78	835.35	267.31	6.29	911.40
Valles	1410	296.33	6.85	948.75	113.98	10.02	876.30
Le Cave	850	148.66	9.48	883.95	128.06	9.32	858.90
Colma di Barbiano	490	34.11	10.93	746.41	0.00	11.59	758.90
Bressanone	590	38.20	11.33	730.98	0.00	11.17	746.40
Vernago	1700	195.93	5.50	709.69	52.95	5.65	616.60
Croda Rossa	1910	590.53	3.82	1151.88	673.21	4.75	1251.20
Piz La Illa	2050	508.30	3.50	1059.61	537.75	4.56	1072.60

Tabella 4.5 – Quadro sinottico delle precipitazioni totali, surplus e temperatura media delle stazioni meteorologiche.

	Equazione	R ²
Surplus-quota (2007-2017)	0.3071x - 136.78	0.8056
Surplus-quota (2016-2017)	0.3202x - 181.83	0.5671
Temperatura-quota (2007-2017)	-0.005x + 13.52	0.9557
Temperatura-quota (2016-2017)	-0.0043x + 13.292	0.7649
Precipitazione-quota (2007-2017)	0.1847x + 653.78	0.3076
Precipitazione-quota (2016-2017)		

Tabella 4.6 – Relazioni lineari e coefficienti di determinazione (R²) ottenuti dal confronto precipitazione-quota, surplus-quota.

La realizzazione delle carte di precipitazione ha previsto l'utilizzo del programma di interpolazione SURFER 12 (*Golden Software Inc.*), attraverso il quale è stata effettuata l'interpolazione dei dati puntuali (pluviometri reali e fittizi). Come algoritmo di interpolazione è stato utilizzato il *Nearest Neighbour*, che consiste nell'assegnare ad ogni punto del dominio il valore del punto campionato più vicino attraverso i poligoni di Thiessen (*Zatelli, in press*). Il *Gridding* ottenuto ha subito rielaborazioni finali in ambiente GIS, che hanno permesso di ottenere le carte di precipitazione (Fig. 4.8) e surplus (Fig. 4.9) dei periodi considerati.

Le isoiete mostrano una maggior concentrazione della piovosità lungo le creste dei versanti della Valle Isarco, in corrispondenza degli spartiacque idrologici, con valori massimi di 1200 mm per le piogge totali, e di 800 mm per le piogge efficaci, per entrambi i periodi considerati.

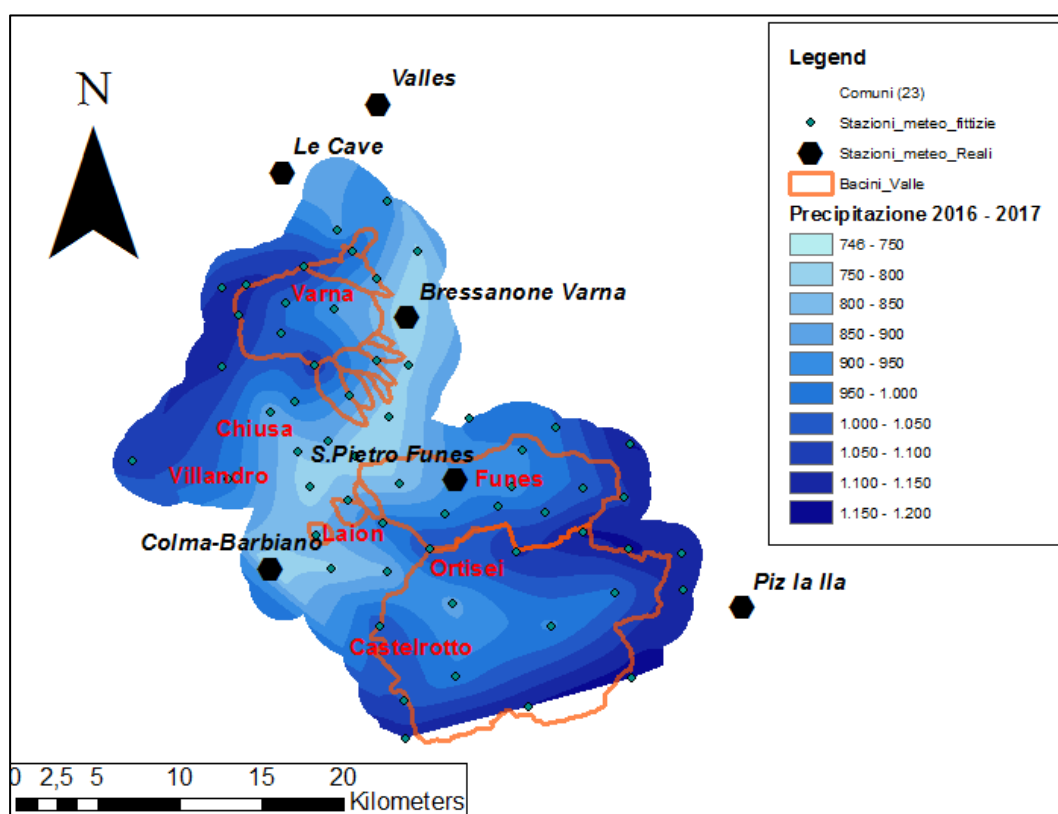
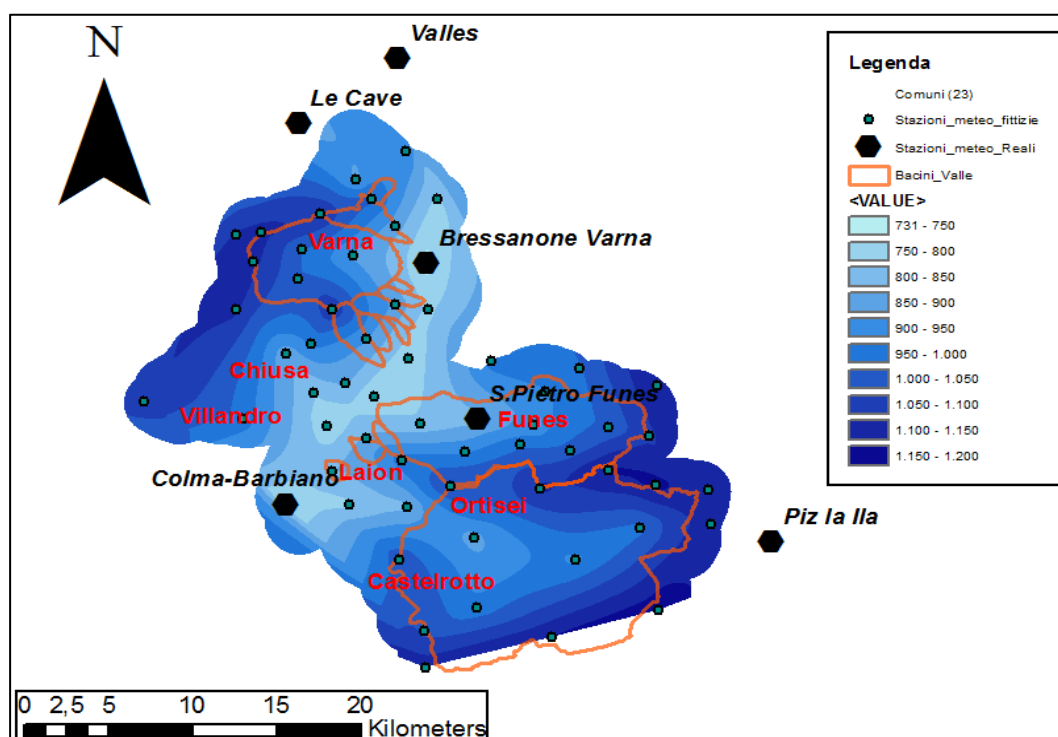


Figura 4.8 – Carte di precipitazione totale. In alto le isoiete del periodo 2007-2017; in basso le isoiete del periodo 2016-2017.

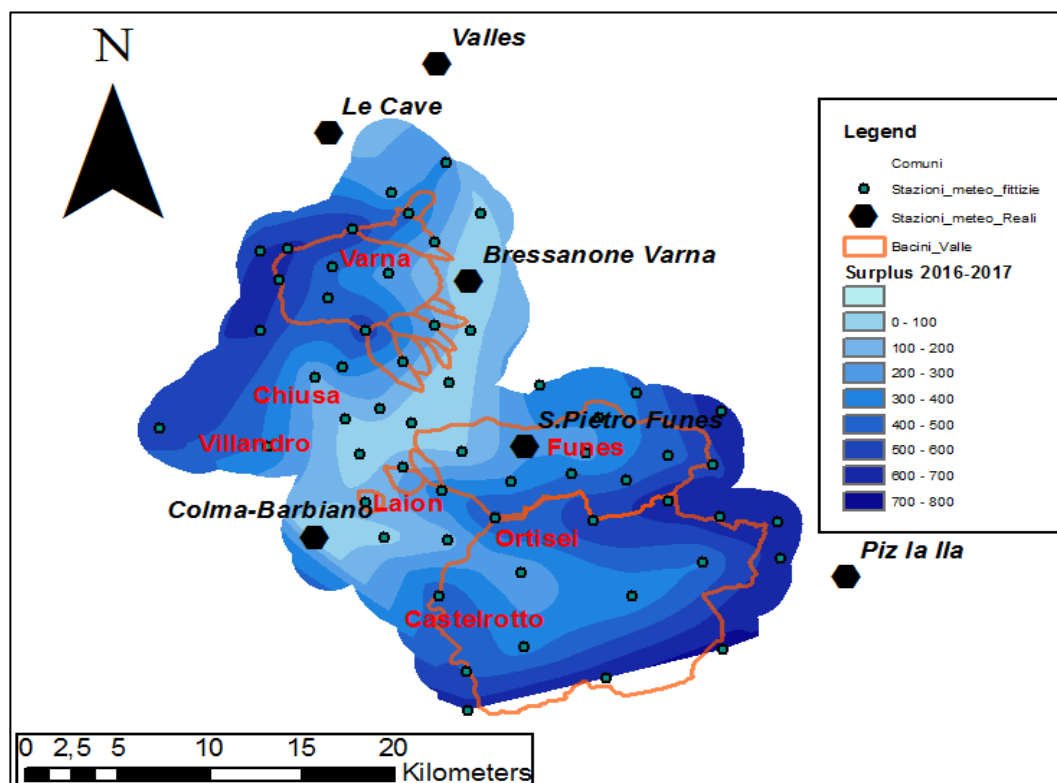
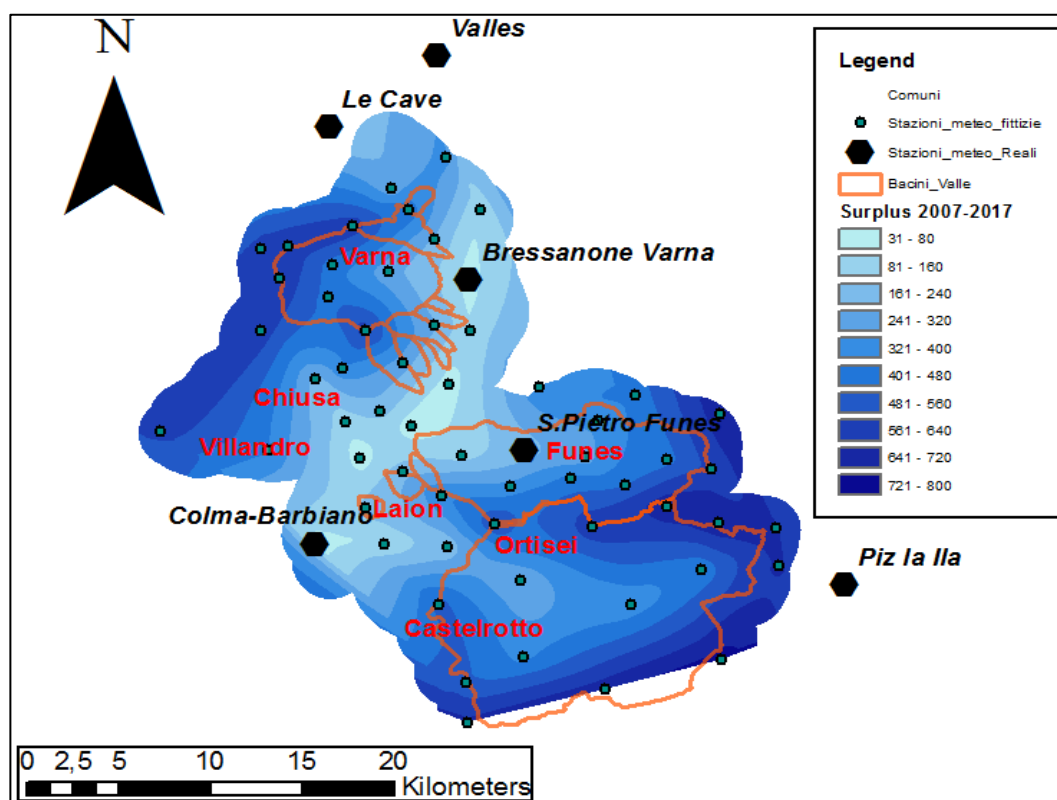


Figura 4.9 – Carte di surplus. In alto le isolinee del periodo 2007-2017; in basso le isolinee del periodo 2016-2017.

4.2 MONITORAGGIO IN CONTINUO

Attraverso il monitoraggio in continuo delle grandezze fisiche dei corpi idrologici ed idrogeologici, è possibile effettuare una loro caratterizzazione. I metodi per la misura delle portate possono essere di due tipi: diretto ed indiretto. Il primo è basato sulla misura diretta del parametro da parte di un acquisitore automatico; il metodo indiretto, invece, non misura direttamente il parametro di interesse ma quelli ad esso correlati (per esempio quando l'idrometro misura il livello del tirante idrico per poi essere correlato alla portata).

Questo tipo di monitoraggio in sorgenti e fiumi permette di analizzare in maniera quantitativa il deflusso sotterraneo e il deflusso totale, e di valutare l'interazione tra loro esistenti, derivando la componente del deflusso di base attraverso la scomposizione delle componenti del deflusso totale (*Piccinini et al, 2012*).

In questo lavoro sono stati presi in considerazione i monitoraggi in continuo del Rio Funes, del Torrente Gardena (Fig. 4.10), della Sorgente Gruberwiese-Schuettung (Fig. 4.11) e del Piezometro di Scaleres (S4 in Fig. 4.12), al fine individuare il regime idrologico del sistema (Fig. 4.13).

Gli idrogrammi in continuo del Rio Funes e del Torrente Gardena, relativi all'anno idrologico 2016-2017, evidenziano un comportamento molto simile da parte dei due corsi d'acqua. La loro analisi dimostra che il periodo di concentrazione, o di ricarica, dovuto agli afflussi meteorici, inizia a marzo, raggiungendo il colmo a metà luglio, con portate che variano da $2 * 10^3$ (l/s) a $12 * 10^3$ (l/s) per il Torrente Gardena, e da $1 * 10^3$ (l/s) a $4 * 10^3$ (l/s) per il Rio Funes. Da qui in poi c'è una marcata riduzione del deflusso, fino ad arrivare al periodo di recessione invernale che va da dicembre a febbraio, in cui la principale fonte di alimentazione è data dal deflusso di base. A conferma di quanto detto, anche l'analisi dell'idrogramma della Sorgente Gruberwiese-Schuettung mostra che i periodi di ricarica primaverile-estiva e di esaurimento invernale dell'acquifero coincidono con quelli individuati dagli idrogrammi fluviali.

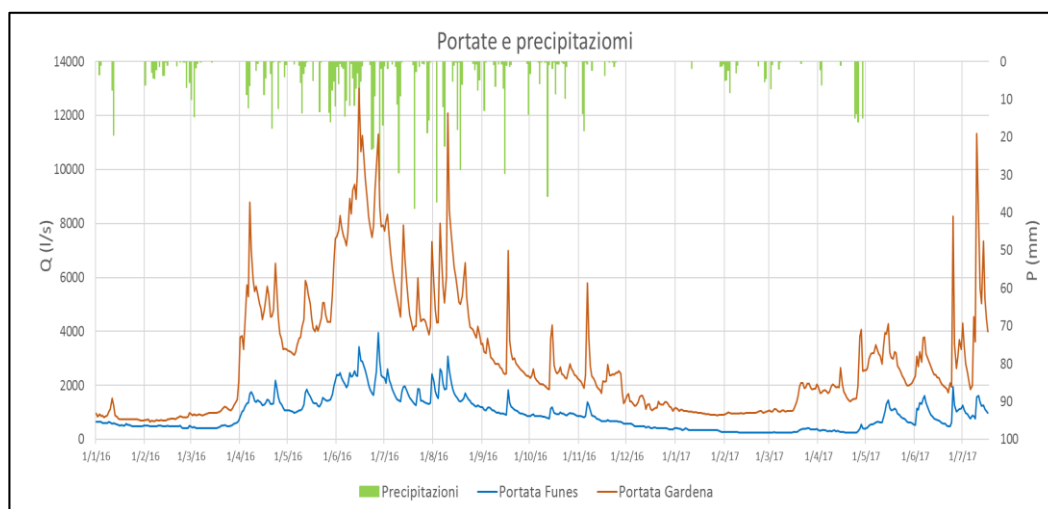


Figura 4.10 – Confronto tra gli idrogrammi in continuo del Rio Funes (blu), del Torrente Gardena (arancione) e le precipitazioni registrate presso il pluviometro di St.Peter Villnöss (verde), nel periodo compreso tra il 01/01/2016 ed il 01/05/2017.

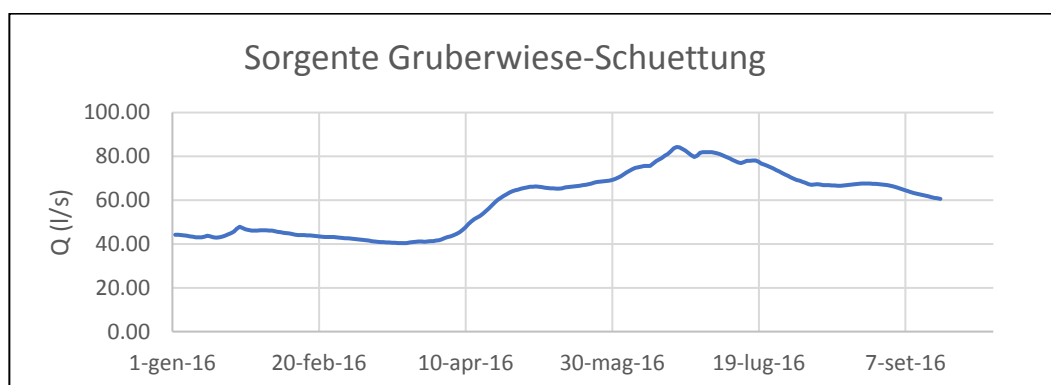


Figura 4.11 – Idrogramma della sorgente Gruberwiese-Schuettung nel periodo compreso tra il 18/01/2013 ed il 18/09/2016.

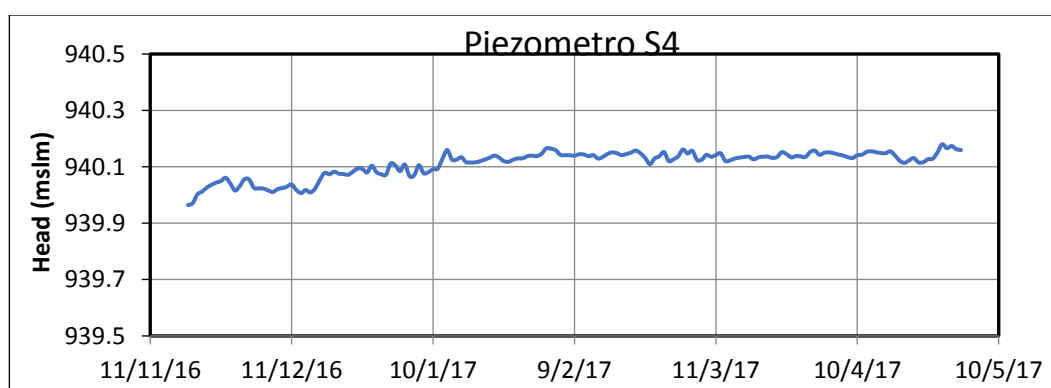


Figura 4.12 – Variazione del carico idraulico del piezometro S4 nel periodo compreso tra il 19/11/2016 ed il 02/05/2017. Si nota che l'andamento del carico non subisce variazioni nel periodo di recessione, imputabile al fatto che la falda appartiene alla zona dell'acquifero in cui la permeabilità è più bassa (Fig. 3.2), determinando una più ridotta velocità di flusso.

4.3 MONITORAGGIO IN DISCONTINUO

L'attività di monitoraggio in discontinuo è stata effettuata, nel periodo tra novembre 2016 e settembre 2017. Come precedentemente menzionato, l'area di studio è stata suddivisa in 13 bacini, uno per ogni torrente analizzato, la cui sezione di chiusura combacia con la sezione di valle misurata. All'interno degli stessi sono stati individuati altri 12 sottobacini con sezione di chiusura in corrispondenza della sezione di monte rispetto al tracciato della galleria. I torrenti sono: Rio Funes, Rio dell'Orso, Rio Tiles, Rio Scaleres, Rio Perara, Rio Difesa, Rio Fossa, Rio Spelonca, Rio Snodres, Rio Gola, Rio Parsait, Rio Sicco, Rio Chiusa (Fig. 4.13). Le campagne di misura, condotte da Enser S.r.l., sono state realizzate mensilmente per i corsi d'acqua più importanti (Funes, Scaleres, Spelonca), mentre per i restanti corsi d'acqua il monitoraggio è stato trimestrale.

L'obiettivo di queste misure è stato quello quantificare il deflusso superficiale e costituire un database di misure da utilizzare durante e dopo la realizzazione della galleria per valutare eventuali impatti sul deflusso superficiale e sotterraneo.

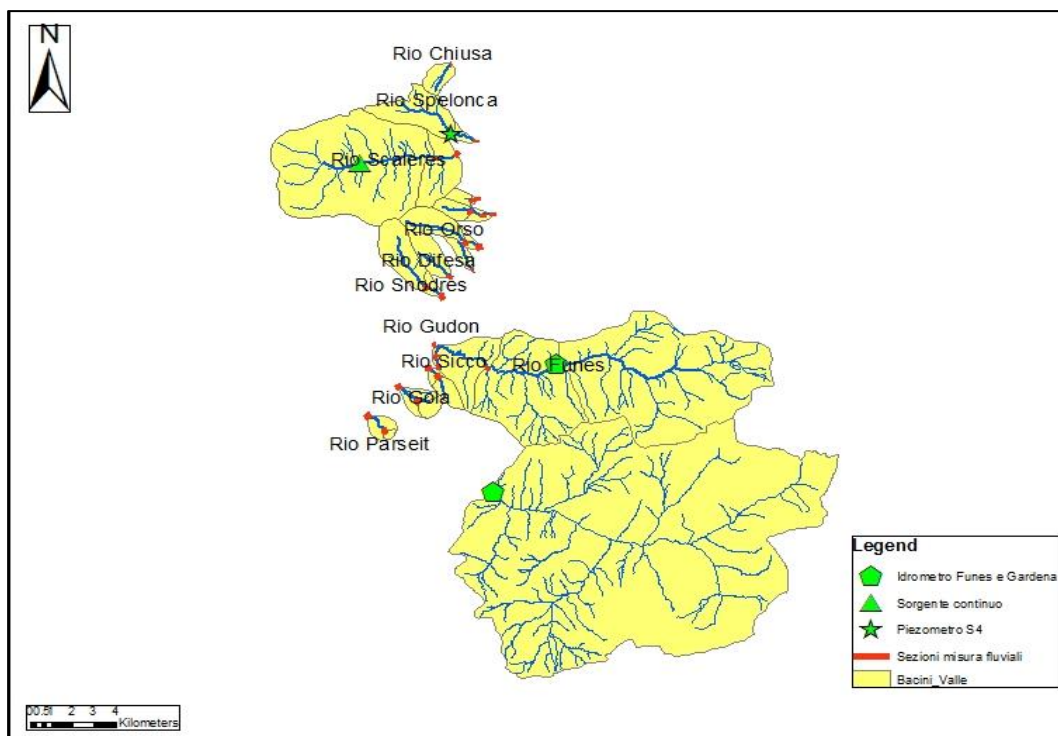


Figura 4.13 – Carta dei bacini idrografico in cui si osservano le sezioni di misura (rosso) dei torrenti monitorati in discontinuo.

4.3.1 Tecniche di misura

Le misurazioni in discontinuo sono state di tre tipologie differenti, quali:

- misura con correntometro (o mulinello idrometrico);
- misura con secchio;
- misura per marcatura con tracciante salino.

La prima tecnica si basa sulla registrazione delle velocità con l'ausilio del mulinello idrometrico. Questo viene posto a diverse altezze del tirante idrico, in modo da ottenere la velocità di fondo, intermedia e superficiale della sezione di misura considerata. Il dato di velocità ottenuto è stato rielaborato per ottenere le portate (vedi paragrafo successivo; Fig. 4.14)

La seconda tecnica è stata adottata per i corsi d'acqua che presentano un'altezza idrica insufficiente per adoperare il mulinello. In questo caso il metodo consiste nel misurare in quanto tempo avviene il completo, o parziale, riempimento di un contenitore graduato. La misura deve essere fatta più volte per mediare i valori di portata ottenuti, e rendere la misura attendibile.

L'ultima tecnica si basa sull'utilizzo di traccianti salini, che vengono versati a monte, ad una distanza almeno 10 volte la larghezza della sezione da misurare. Il loro sversamento nel fiume crea un *plume* che varia le concentrazioni di base dell'acqua. Misurando la variazione di concentrazione nella sezione considerata con un conduttivimetro (Civita, 2005), si ottiene una curva di concentrazione che può essere correlata alla portata. (Fig. 4.15)



Figura 4.14 – Esempio della misurazione con mulinello idrometrico del Rio Funes.

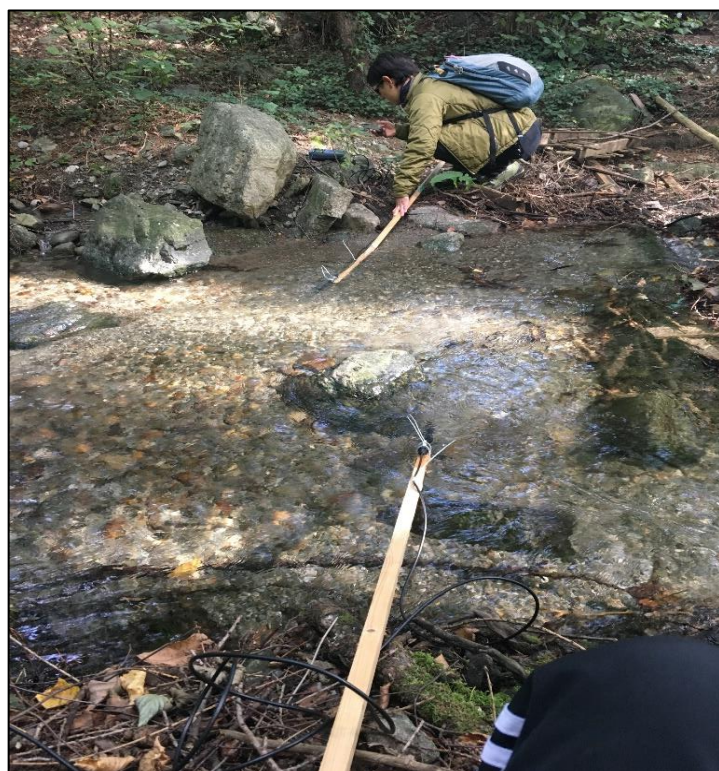


Figura 4.15 -Esempio di misurazione con la tecnica dei tracciati del Rio Spelonca. Si nota che è preferibile utilizzare due sensori, uno per ogni lato del fiume.

4.3.2 Calcolo della portata

I dati ottenuti con i metodi elencati sono stati elaborati per calcolo delle portate secondo i metodi di seguito descritti.

Per il metodo dei traccianti la portata è stata ottenuta mediante l'equazione:

$$Q = \frac{P}{\int_0^t C dt} \quad (3)$$

dove P è il peso del soluto, C la concentrazione.

Per la tecnica del mulinello idrometrico, le velocità sono state trasformate in portate attraverso due modalità.

La prima è il *Mean-Section method*, una dei metodi area-velocità per il calcolo della portata. Consiste nel suddividere idealmente la sezione fluviale in conci. Per ogni concio le velocità e le profondità misurate ad ogni progressiva della sezione, vengono mediate lungo la verticale, ottenendo come portata finale la somma dei prodotti delle due medie di ogni singolo concio (Herschy, 2009). La formula implementata nel foglio di calcolo è la seguente (Tab. 4.7):

$$Q = \sum q_{[(n)-(n+1)]} = \sum \frac{(\bar{v}_n + \bar{v}_{n+1})}{2} \frac{(d_n + d_{n+1})}{2} (b_{n+1} - b_n) \quad (4)$$

dove $q_{[(n)-(n+1)]}$ la portata in un singolo concio; $\bar{v}_n, \bar{v}_{n+1}$ le velocità medie nelle verticali; d_n, d_{n+1} le profondità delle velocità misurate; e b_{n+1}, b_n le distanze dall'inizio della sezione di misura.

La seconda metodologia si è basata sul *contouring* delle velocità (Fig. 4.16). Attraverso il software *Surfer 12*, le velocità misurate sono state interpolate utilizzando l'algoritmo *Kriging* con variogramma lineare. Dalla griglia ottenuta, è stata ricavata la velocità media, la quale moltiplicata per l'area della sezione restituisce il valore di portata ricercato.

Questa metodologia necessita di un numero di misure di velocità e profondità consistente, affinché il *gridding* sia il più possibile vicino alla realtà; perciò questo

metodo è stato utilizzato solo per i corsi d'acqua di maggiori dimensioni, quali il Rio Funes, il Rio Spelonca e il Rio Scaleres

Data	ID_PROGETTO	Corso d'acqua						
27/03/2017	B_001273	Rio Funes_valle						
Progressiva (cm)	Altezza acqua (cm)	Velocità fondo (cm/s)	Velocità 3/4 (cm/s)	Velocità superiore (cm/s)	V_{media} (cm/s)	$q_{(n,n+1)}$		
1	0	0	0	0	0.00			
2	30	16			11.00	q_{1-2} 1320.00		
3	80	23	16	120	92.00	q_{2-3} 50212.50	$Q(\text{cm}^3/\text{s})$	1425125.83
4	120	46	23	80	150	84.33	q_{3-4} 121670.00	$Q(\text{m}^3/\text{s})$ 1.43
5	170	44	41	180	184	135.00	q_{4-5} 246750.00	$Q(\text{L/s})$ 1425.13
6	250	40	24	10	8	14.00	q_{5-6} 250320.00	
7	320	30	9	11	11	10.33	q_{6-7} 29808.33	
8	380	46	78	130	150	119.33	q_{7-8} 147820.00	
9	410	45	81	170	198	149.67	q_{8-9} 183592.50	
10	470	36	38	111	124	91.00	q_{9-10} 292410.00	
11	500	28	16	83	42	47.00	q_{10-11} 66240.00	
12	550	14	19		12	15.50	q_{11-12} 32812.50	
13	590	0	0	0	0.00	q_{12-13} 2170.00		

Tabella 4.7 – Rielaborazione dati velocità con il metodo *Mean-Section* del Rio Funes.

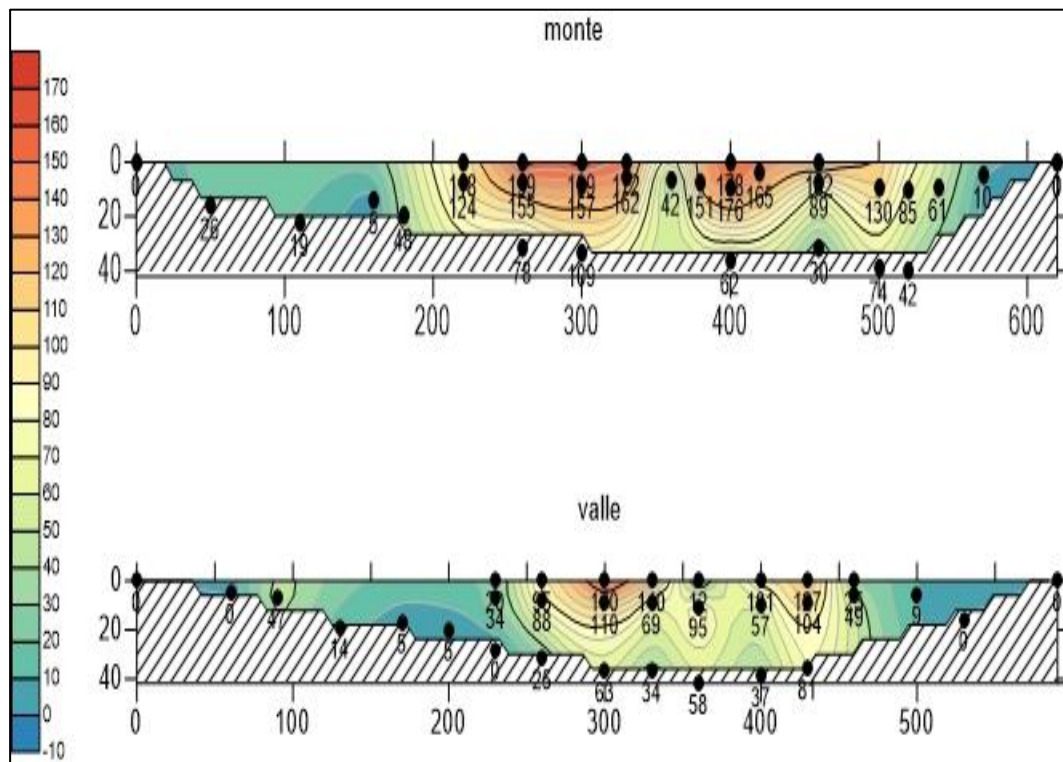


Figura 4.16 – Esempio di *contouring* delle velocità di Rio Funes. Sulla sinistra la scala delle velocità in cm/s.

4.4 DEFLUSSO DI BASE

La stima del deflusso di base risulta essere il passaggio fondamentale per l'ottenimento dei coefficienti d'infiltrazione, visto che nell'anno idrogeologico, può essere approssimata al valore di ricarica del bacino idrologico considerato. Negli *hard rock aquifers* il deflusso di base di un corso d'acqua misurato in condizioni di recessione, quindi depurato dai deflussi superficiale e ipodermico, è l'integrale di tutte le emergenze presenti a monte (Appleby, 1970).

I metodi per individuare la componente del deflusso di base dagli idrogrammi di portata complessivi si sono evoluti con il tempo, passando da metodi teorici come quelli di Maillet (1905) e Horton (1933), a quelli più sperimentali come quelli di Hall (1968) e Smakhtin (2001). In generale i metodi possono essere raggruppati in quattro categorie principali: tecniche di separazione del deflusso, per via grafica o di filtraggio, tecniche di analisi di frequenza, in cui si analizzano le frequenze con la quale una certa portata si verifica (*Flow duration curve* o FDC), tecniche di analisi di recessione e tecniche idrochimiche, in cui si valutano parametri specifici. In questo lavoro sono state adottate tre tecniche, stimando tre valori di deflusso di base per gli idrogrammi in continuo. I primi tre valori sono stati ottenuti dagli idrogrammi in continuo del Rio Funes, per gli anni idrologici 2007-2017 e 2016-2017, e per il Torrente Gardena, per l'anno idrologico 2016-2017.

Attraverso il software *dell'USGS GroundWater Toolbox* (v1.3) è stato misurato il deflusso di base con l'analisi di frequenza. Il metodo di filtraggio *single-parameter digital filter* (DF; Nathan and McMahon, 1990), lavora con la seguente equazione:

$$b_k = \alpha b_{k-1} + \frac{1-\alpha}{2} (y_k + y_{k-1}) \quad (4)$$

con b_k e b_{k-1} i flussi di base ai time step k e $k-1$; α parametro del filtro adimensionale; y_k e y_{k-1} il deflusso totale, rispettivamente al time step k e $k-1$. Nella versione originale il filtraggio avviene per tre volte, e ad ogni grado di filtraggio corrisponde un appiattimento della curva del deflusso di base (Arnold et

al., 1995). Nel caso in questione si è scelto di applicare il filtro una sola volta ottimizzando il parametro α sulla base della presenza al suolo del manto nevoso.

Per il secondo valore del deflusso di base, ricavato sempre attraverso il medesimo software, si è basato sull'analisi delle curve di durata. Esse indicano statisticamente quanto una certa portata è durata nel tempo, o in altri termini, sono la somma di tutti gli intervalli di tempo in cui si è verificata una certa portata.

Per il terzo valore del deflusso di base, è stata individuata la portata minore registrata nell'anno idrologico d'interesse. Questa tecnica non risulta rappresentativa del reale comportamento del deflusso sotterraneo, ma serve come riferimento, per ottenere una soglia minima sotto cui il deflusso di base non può scendere.

Attraverso l'equazione di *Leopold* (1964), che definisce una relazione esponenziale tra la portata di un fiume e l'area sottesa sono stati ottenuti tutti i valori del deflusso di base dei 13 torrenti misurati in discontinuo, a partire dai tre valori ottenuti con le tecniche precedenti. Gli idrogrammi sono stati ricostruiti secondo la seguente relazione:

$$Q_1 = Q_2 \left(\frac{A_1}{A_2} \right)^\omega \quad (5)$$

con Q_1 deflusso di base incognito; Q_2 deflusso di base noto; A_1 e A_2 le aree di bacino rispettivamente sottese dalle sezioni 1 e 2; ω coefficiente ottenuto dall'equazione:

$$\omega = \frac{\sum_{i=0}^n \left(\frac{\omega_i}{R_i^2} \right)}{\sum_{i=0}^n \left(\frac{1}{R_i^2} \right)} \quad (6)$$

dove R_i^2 e ω_i sono i coefficienti determinazione e gli esponenti di tre funzioni potenza (vedi dati cap.5), ottenuti sperimentalmente attraverso la correlazione tra portata misurata e superficie del bacino sotteso dalla sezione di misura dei torrenti misurati in discontinuo durante la recessione del 2016-2017.

5 RISULTATI ELABORAZIONI

In questo capitolo sono riportati gli esiti delle elaborazioni effettuate e le rispettive considerazioni ad essi attribuibili.

5.1 REGIME IDRODINAMICO E AFFLUSSI

5.1.1 *Afflussi*

Attraverso elaborazioni in ambiente GIS, la distribuzione delle precipitazioni totali (P) ed efficaci (S) dei due periodi idrologici considerati (2007-2017 e 2016-2017) è stata ottenuta attraverso altrettante interpolazioni all'interno dei bacini e dei sottobacini individuati nella Valle Isarco. In questo modo è stata stimata la portata in Mm^3/anno (Tab.5.1) in entrata nei 25 sottobacini (Fig.5.1); 13 si chiudono in corrispondenza della sezione di valle, 10 in corrispondenza della sezione di monte e 2 in prossimità degli idrometri di Funes e Gardena. Le sezioni di monte e di valle sono individuate in relazione all'intersezione tra il tracciato della galleria ed il singolo corso d'acqua.

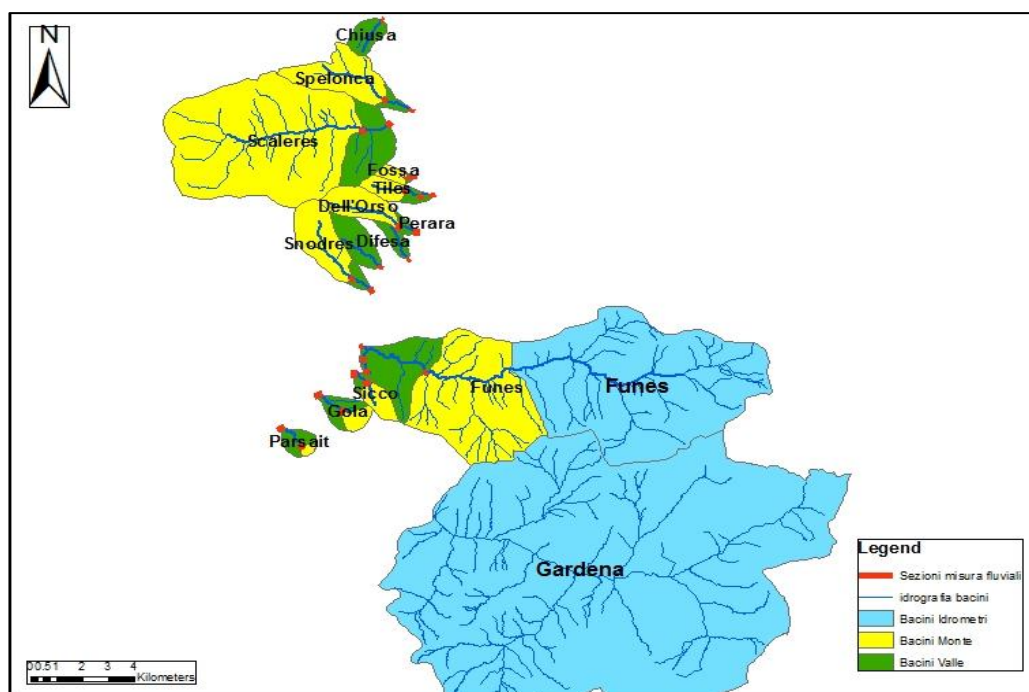


Figura 5.1 – Carta dei 25 sottobacini individuati nella Valle Isarco per i quali sono stati calcolati gli afflussi meteorici.

VALLE					
Bacino	Area	P0717	P1617	S0717	S1617
	km2	Mm ³ /anno		Mm ³ /anno	
Funes	72.61	69.40	69.96	26.72	25.82
Difesa	2.55	2.30	2.30	0.70	0.63
Fossa	0.76	0.64	0.65	0.14	1.18
Spelonca	6.19	5.95	5.95	2.32	2.18
Chiusa	1.58	1.52	1.52	0.59	0.55
Gola	2.25	1.98	1.98	0.53	0.47
Orso	3.66	3.36	3.36	1.10	1.00
Perara	0.93	0.77	0.77	0.15	0.12
Parsait	1.33	1.12	1.13	0.24	0.20
Scaleres	38.43	38.19	38.20	16.52	15.71
Sicco	1.79	1.57	1.57	0.42	0.37
Snodres	5.35	5.08	5.08	1.91	1.78
Tiles	1.86	1.60	1.60	0.39	0.34
MONTE					
Bacino	Area	P0717	P1617	S0717	S1617
	km2	Mm ³ /anno		Mm ³ /anno	
Funes	66.37	64.28	64.83	25.84	25.13
Difesa	2.55	2.30	2.30	0.70	0.63
Fossa	0.68	0.57	0.57	0.13	0.11
Spelonca	5.59	5.44	5.44	2.21	2.08
Chiusa	1.58	1.52	1.52	0.59	0.55
Gola	0.89	0.80	0.80	0.24	0.21
Orso	3.23	3.00	3.00	1.03	0.95
Perara	0.93	0.77	0.77	0.15	0.12
Parsait	0.24	0.20	0.20	0.04	0.04
Scaleres	33.46	33.86	33.87	15.37	14.72
Sicco	1.39	1.24	1.24	0.35	0.32
Snodres	4.71	4.55	4.55	1.80	1.69
Tiles	1.29	1.13	1.13	0.30	0.27
MONTE					
Bacino	Area	P0717	P1617	S0717	S1617
	km2	Mm ³ /anno		Mm ³ /anno	
Funes	45.13	44.85	45.11	19.43	18.87
Gardena	161.96	156.25	156.25	72.93	70.05

Tabella 5.1 – Afflussi meteorici totali (P) ed efficaci (S) per il periodo 2007-2017 (07-17) e per l'anno idrologico 2016-2017 (16-17) per i bacini oggetto di studio.

Dalla tabella si nota che i valori di precipitazione totale ed efficace dei periodi 2007-2017 e 2016-2017 sono pressoché simili per ogni sottobacino. Al contrario tra i sottobacini esiste una discrepanza notevole, dovuta al diverso sviluppo areale degli stessi. Ad esempio nel Bacino Funes monte, ampio 67 km², si registra un accumulo volumetrico annuo di circa 65 Mm³, contro i soli 5,44 Mm³/anno del Bacino Spelonca monte con un'area di 5,9 km². Analizzando per via statistica queste due variabili con l'indice di correlazione di *Pearson* (ρ), pari al rapporto tra la covarianza e il prodotto delle varianze, si ottiene un valore pari a 0.99, che conferma la diretta correlazione tra la capacità di accumulo di un bacino e la sua estensione. I valori di surplus (S) ottenuti con il metodo di *Thorntwaite & Mather* (1957) si discostano notevolmente rispetto a quelli della precipitazione totale, con scarto percentuale che varia tra l'1% ed il 43%, valutati per ogni singolo bacino. Considerando che il surplus è funzione della precipitazione totale, si può affermare che anche il suo valore è correlato all'area del bacino.

5.1.2 Portate in discontinuo

Le elaborazioni dei dati provenienti dal monitoraggio in discontinuo hanno permesso di ottenere le rispettive portate dei torrenti su ciascuna delle sezioni individuate (Tab. 5.2).

Data	ID	Corso d'acqua	Q _{MS} (l/s)	Q _{MV} (l/s)	Q _c (l/s)
16-nov-16	B_000802 monte	Rio Scaleres	1016.13		865.51
16-nov-16	B_000802 valle	Rio Scaleres	791.88		921.70
18-nov-16	B_000172 monte	Rio dell'Orso	52.04		
18-nov-16	B_000172 valle	Rio dell'Orso	59.06		
21-nov-16	B_001130	Rio della Perara	4.24		
21-nov-16	B_001113	Rio della Difesa	2.55		
22-nov-16	B_000820 monte	Rio della Spelonca	108.80		
22-nov-16	B_000820 valle	Rio della Spelonca	121.05		
28-nov-16	B_001080	Rio della Chiusa	5.27		
07-dic-16	B_001151 monte	Rio Gudon		0.47	
01-dic-16	B_001151 valle	Rio Gudon	1.73		
13-dic-16	B_001273 monte	Rio Funes	508.30		451.45
01-dic-16	B_001273 valle	Rio Funes	1175.33		877.37
07-dic-16	B_000639 monte	Rio Paraseit		5.41	
07-dic-16	B_000639 valle	Rio Paraseit	26.70		
07-dic-16	B_000353 monte	Rio di Gola	7.10		
07-dic-16	B_000353 valle	Rio di Gola	17.16		
07-dic-16	B_000365 monte	Rio Sicco	19.72		
07-dic-16	B_000365 valle	Rio Sicco	26.47		
07-dic-16	B_000901 monte	Rio Snodres	17.30		
07-dic-16	B_000901 valle	Rio Snodres	55.38		
12-dic-16	B_000241 monte	Rio Tiles	8.12		
12-dic-16	B_000241 valle	Rio Tiles	9.47		
11-gen-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	51.35		
11-gen-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	33.06		
11-gen-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	350.23		360.66
11-gen-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	384.04		366.27
11-gen-17	B_000172 monte	Rio Orso	27.68		
11-gen-17	B_000172 valle	Rio Orso	27.33		
11-gen-17	B_000241 monte	Rio Tiles	6.57		
11-gen-17	B_000241 valle	Rio Tiles	16.35		
11-gen-17	B_000901 monte	Rio Snodres	7.32		
11-gen-17	B_000901 valle	Rio Snodres	36.82		
11-gen-17	B_001113	Rio alla Difesa	1.79		
12-gen-17	B_001151 monte	Rio Gudon		ghiacciato	
12-gen-17	B_001151 valle	Rio Gudon		0.14	
12-gen-17	B_000365 monte	Rio Sicco	11.94		
12-gen-17	B_000365 valle	Rio Sicco	4.45		
12-gen-17	B_000353 monte	Rio Gola	2.83		
12-gen-17	B_000353 valle	Rio Gola	7.42		
12-gen-17	B_000639 monte	Rio Parsait		2.28	
12-gen-17	B_000639 valle	Rio Parsait	4.14		
12-gen-17	B_001273 monte	Rio Funes	467.53		459.05
12-gen-17	B_001273 valle	Rio Funes	827.92		763.26
13-feb-17	B_000353 monte	Rio Gola	4.22		
13-feb-17	B_000353 valle	Rio Gola	12.91		
13-feb-17	B_001151 monte	Rio Gudon		0.16	
13-feb-17	B_001151 valle	Rio Gudon		0.25	
13-feb-17	B_000365 monte	Rio Sicco	12.26		

Data	ID	Corso d'acqua	Q _{MS} (l/s)	Q _{MV} (l/s)	Q _C (l/s)
13-feb-17	B_000365 valle	Rio Sicco	14.70		
13-feb-17	B_000639 monte	Parsait		3.82	
13-feb-17	B_000639 valle	Parsait	10.93		
14-feb-17	B_001273 monte	Rio Funes	369.63		354.75
14-feb-17	B_001273 valle	Rio Funes	638.52		633.13
14-feb-17	B_000901 monte	Rio Snodres	4.45		
14-feb-17	B_000901 valle	Rio Snodres	21.02		
14-feb-17	B_001113	Rio della Difesa	3.55		
14-feb-17	B_000172 monte	Rio Orso	19.92		
14-feb-17	B_000172 valle	Rio Orso	23.54		
14-feb-17	B_000241 monte	Rio Tiles	2.94		
14-feb-17	B_000241 valle	Rio Tiles		3.92	
14-feb-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	57.13		
14-feb-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	13.62		
14-feb-17	B_001080	Rio Chiusa	ghiacciato		
14-feb-17	B_001130	Perara	ghiacciato		
15-feb-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	230.89		232.31
15-feb-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	325.29		358.55
22-mar-17	B_001273 monte	Rio Funes	874.65		766.28
22-mar-17	B_001273 valle	Rio Funes	811.05		763.39
22-mar-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	67.19		
22-mar-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	24.68		
22-mar-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	623.49		527.50
22-mar-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	329.22		322.12
05-mag-17	B_000290 monte	Rio della Fossa		1.65	
05-mag-17	B_000290 valle	Rio della Fossa		3.60	
09-mag-17	B_000172 monte	Rio Orso	26.20		
05-mag-17	B_000172 valle	Rio Orso	40.03		
09-mag-17	B_001273 monte	Rio Funes	681.78		625.07
09-mag-17	B_001273 valle	Rio Funes	1264.77		1190.72
09-mag-17	B_000901 monte	Rio Snodres		16.09	
09-mag-17	B_000901 valle	Rio Snodres	18.72		
09-mag-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	1000.10		848.63
09-mag-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	538.10		482.79
09-mag-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	132.35		
09-mag-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	90.94		
09-mag-17	B_000241 monte	Rio Tiles		1.94	
09-mag-17	B_000241 valle	Rio Tiles		2.80	
09-mag-17	B_001113	Rio della Difesa	1.35		
15-mag-17	B_001080	Rio Chiusa	0.54		
18-mag-17	B_001151 monte	Rio Gudon		0.50	
18-mag-17	B_001151 valle	Rio Gudon	2.22		
18-mag-17	B_000365 monte	Rio Sicco	15.84		
18-mag-17	B_000365 valle	Rio Sicco	14.80		
18-mag-17	B_000353 monte	Rio Gola	3.07		
18-mag-17	B_000353 valle	Rio Gola	9.92		
18-mag-17	B_000639 monte	Rio Parsait		0.43	
18-mag-17	B_000639 valle	Rio Parsait	7.49		
18-mag-17	B_001130	Rio Perara		1.20	

Data	ID	Corso d'acqua	Q _{MS} (l/s)	Q _{MV} (l/s)	Q _C (l/s)
29-mag-17	B_001273 monte	Rio Funes	652.11		570.24
29-mag-17	B_001273 valle	Rio Funes	1217.95		1123.40
30-mag-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	56.12		
30-mag-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	26.13		
30-mag-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	1642.06		1250.88
30-mag-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	1426.77		1401.67
26-giu-17	B_001273 monte	Rio Funes	1581.81		1267.19
26-giu-17	B_001273 valle	Rio Funes	2092.37		1720.76
27-giu-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	92.98		
27-giu-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	55.62		
27-giu-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	1662.75		1606.75
27-giu-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	1471.16		1490.22
04-lug-17	B_001151 monte	Rio Gudon		2.08	
04-lug-17	B_001151 valle	Rio Gudon	11.68		
10-lug-17	B_000639 monte	Rio Parsait		0.74	
10-lug-17	B_000639 valle	Rio Parsait	19.63		
10-lug-17	B_000353 monte	Rio Gola	22.96		
10-lug-17	B_000353 valle	Rio Gola	48.76		
10-lug-17	B_000365 monte	Rio Sicco	34.37		
10-lug-17	B_000365 valle	Rio Sicco	42.67		
10-lug-17	B_001273 monte	Rio Funes	949.36		746.53
10-lug-17	B_001273 valle	Rio Funes	1457.14		1280.83
10-lug-17	B_000901 monte	Rio Snodres	78.36		
01-lug-17	B_000901 valle	Rio Snodres	92.73		
10-lug-17	B_001113	Rio della Difesa	3.57		
10-lug-17	B_001130	Rio della Perara	SECCO		
11-lug-17	B_000172 monte	Rio Orso	40.11		
11-lug-17	B_000172 valle	Rio Orso	22.89		
10-lug-17	B_000241 monte	Rio Tiles	1.26		
11-lug-17	B_000241 valle	Rio Tiles		5.89	
11-lug-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	122.55		
11-lug-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	103.30		
18-lug-17	B_001080	Rio Chiusa	SECCO		
11-lug-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	1654.45		1601.56
11-lug-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	1534.46		1381.47
07-lug-17	B_000290 monte	Rio della Fossa		2.50	
07-lug-17	B_000290 valle	Rio della Fossa		0.55	
28-ago-17	B_001273 monte	Rio Funes	814.86		771.74
28-ago-17	B_001273 valle	Rio Funes	1390.80		1192.95
29-ago-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	87.04		
29-ago-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	84.02		
29-ago-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	1867.86		1746.00
29-ago-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	1215.12		1124.54
27-set-17	B_001273 monte	Rio Funes	882.94		855.91
27-set-17	B_001273 valle	Rio Funes	1425.13		1296.20
27-set-17	B_000820 monte	Rio Spelonca	158.70		
27-set-17	B_000820 valle	Rio Spelonca	102.51		
27-set-17	B_000802 monte	Rio Scaleres	1688.86		1714.82
27-set-17	B_000802 valle	Rio Scaleres	1318.14		1155.79

Tabella 5.2 – Portate delle sezioni di monte e valle dei torrenti misurati. Con Q_{MS} (portata calcolata con il metodo del *mean-section*), Q_C (portata calcolata con *contouring*) e Q_{MV} (portata misurata con il metodo volumetrico).

Con questi valori di portata sono stati ricostruiti gli idrogrammi in discontinuo dei torrenti appartenenti ai 13 bacini idrografici oggetto di studio (Fig.5.2 e Fig.5.3). Va specificato che il metodo del *contouring* è stato possibile adottarlo solo per poche sezioni, in quanto sono necessari almeno tre valori di velocità per ogni progressiva misurata. La maggior parte dei rii, data la loro dimensione ridotta, presentavano solo due valori di velocità. Di conseguenza si è preferito utilizzare i soli valori ottenuti con il metodo del *Mean-Section*, al fine di garantire una certa omogeneità dei dati.

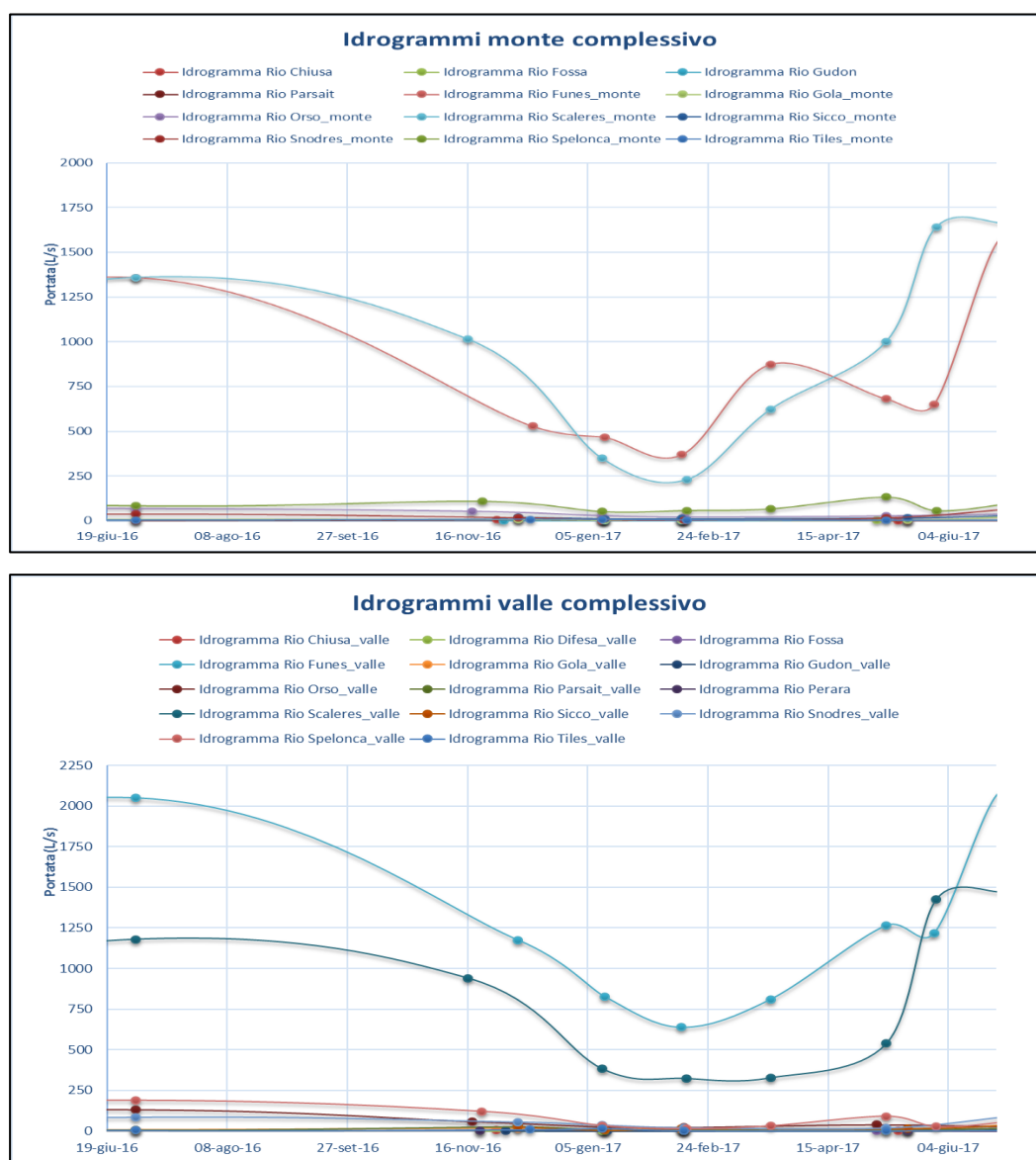


Figura 5.2 – Idrogrammi di portata delle sezioni di monte (in alto) e di valle (in basso).

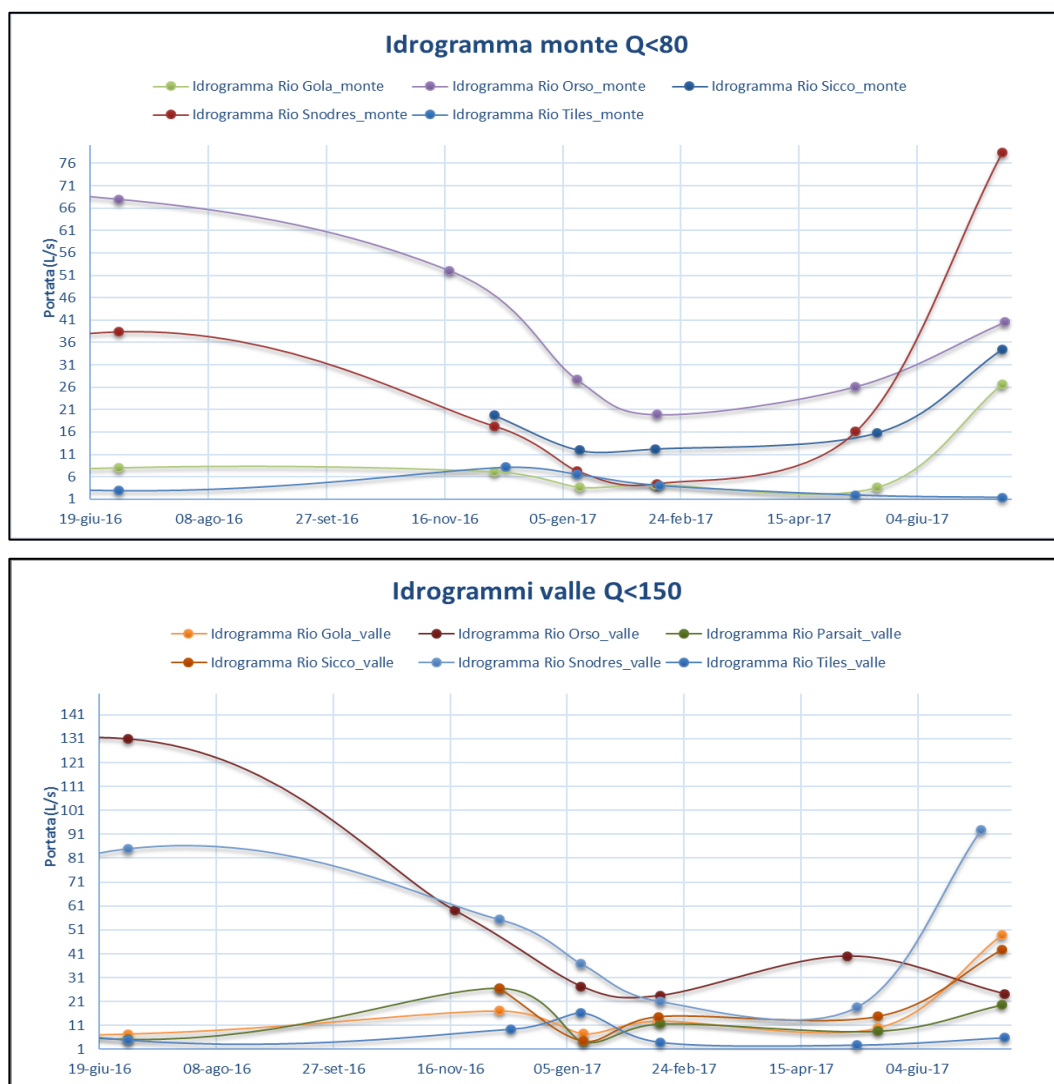


Figura 5.3 – Idrogrammi dei torrenti minori. In alto con portata inferiore a 80 l/s per le sezioni di monte, in basso con portata inferiore a 150 l/s per le sezioni di valle.

Dall'andamento delle curve di portata si osserva, per tutti i torrenti, una marcata riduzione di pendenza nel periodo di novembre, rappresentativa della fase di recessione e corrispondente alla porzione terminale non perturbata dalla ricarica (Civita, 2005). Tutto ciò trova conferma con quanto individuato dall'osservazione delle misure in continuo dei Torrenti Funes e Gardena (Cap. 4) e permette di estendere il periodo di recessione invernale anche per i bacini idrologici dei torrenti della Valle Isarco. È proprio in questo periodo che le portate della rete idrografica, sono la chiara espressione dell'alimentazione diretta da parte del deflusso sotterraneo (deflusso di base).

Mentre a partire dal mese di marzo, con l'inizio dell'anno idrologico, si osserva un aumento delle portate, a seguito delle precipitazioni primaverili e dello scioglimento nivale. L'alimentazione ad entrambi i deflussi, superficiale e sotterraneo, è sostenuta da una parte dall'aumento delle precipitazioni, come individuato dall'elaborazione dei dati climatici, in cui il trend di risalita inizia nel periodo che va tra marzo e aprile (Fig. 5.4); dall'altra dall'inizio dello scioglimento nivale che in media inizia nel medesimo periodo. Ciò significa che il deflusso superficiale nella Valle Isarco, ma più in generale nelle località alpine, è influenzato da queste due componenti.

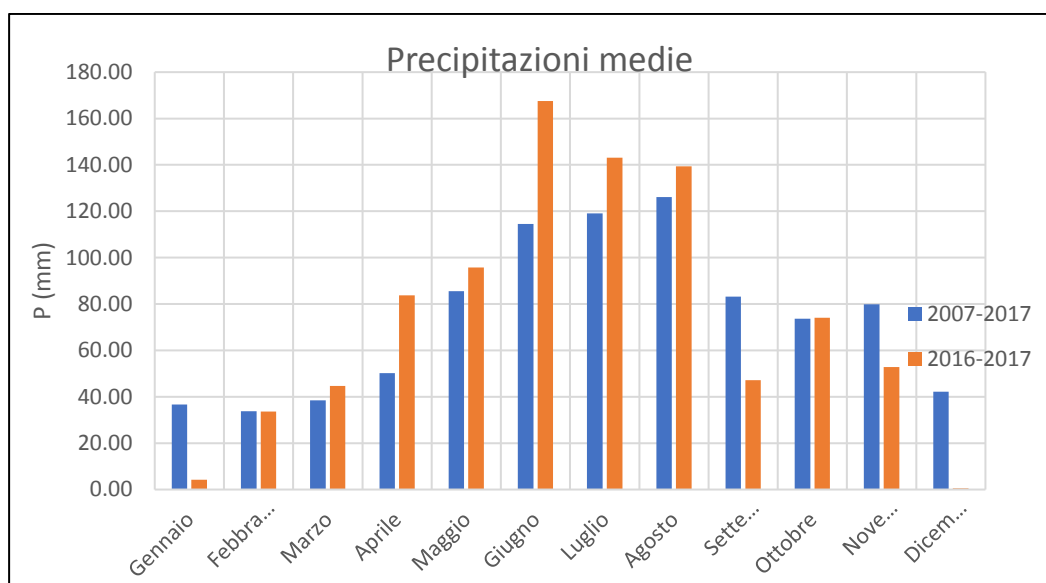


Figura 5.4 – Andamento delle precipitazioni medie mensili registrate dai pluviometri nella Valle Isarco, per gli anni idrologici 2007-2017 (in blu) e 2016-2017 (in arancione).

5.2 STIMA DEL DEFLUSSO DI BASE

5.2.1 Deflusso dalle misure in continuo

Le analisi sono state effettuate sugli idrogrammi in continuo ricavati dagli idrometri di Rio Funes e del Torrente Gardena, valutando rispettivamente l'anno idrologico 2016-2017 e gli anni idrologici del periodo 2007-2017 per il primo, e solo l'anno idrologico 2016-2017 per il secondo, a causa della non disponibilità del dato storico.

Riepilogando quanto detto nel capitolo precedente, il deflusso di base dei torrenti è stato stimato attraverso le seguenti metodologie:

- *Single-parameter digital filter* (DF).
- *Flow duration curve* (FDC).
- Portata minima al termine del periodo di recessione.

Per il primo metodo è stato necessario affrontare una procedura di tipo *Trial-and-Error*, poiché le iniziali stime tendevano a sovrastimare il deflusso di base a causa del deflusso superficiale indotto dallo scioglimento nivale. Il deflusso superficiale dovuto allo scioglimento nivale, infatti, presenta un comportamento molto più simile a quello del deflusso di base che al deflusso superficiale dovuto alle sole precipitazioni. Il processo di filtraggio è stato effettuato modificando il valore di default del parametro α (0.925 tipicamente considerato il più appropriato; *Nathan e McMahon, 1990*), fino ad ottenere un deflusso di base che fosse ragionevole con le condizioni al contorno imposte dagli afflussi. Considerando che in media nella Valle Isarco la completa scomparsa del manto nevoso avviene nel periodo del solstizio d'estate (*Adler et al., 2015*) e che le precipitazioni iniziano a diminuire nello stesso periodo (Fig. 5.4), si è ritenuto opportuno far coincidere il colmo del deflusso di base in corrispondenza dell'inizio della fase di decremento delle curve di portata dei torrenti, nel periodo compreso l'inizio e la fine di luglio. I deflussi di base sono stati ricavati con valori di α pari 0.995 per il Rio Funes e 0.994 per il Torrente Gardena (Fig. 5.5).

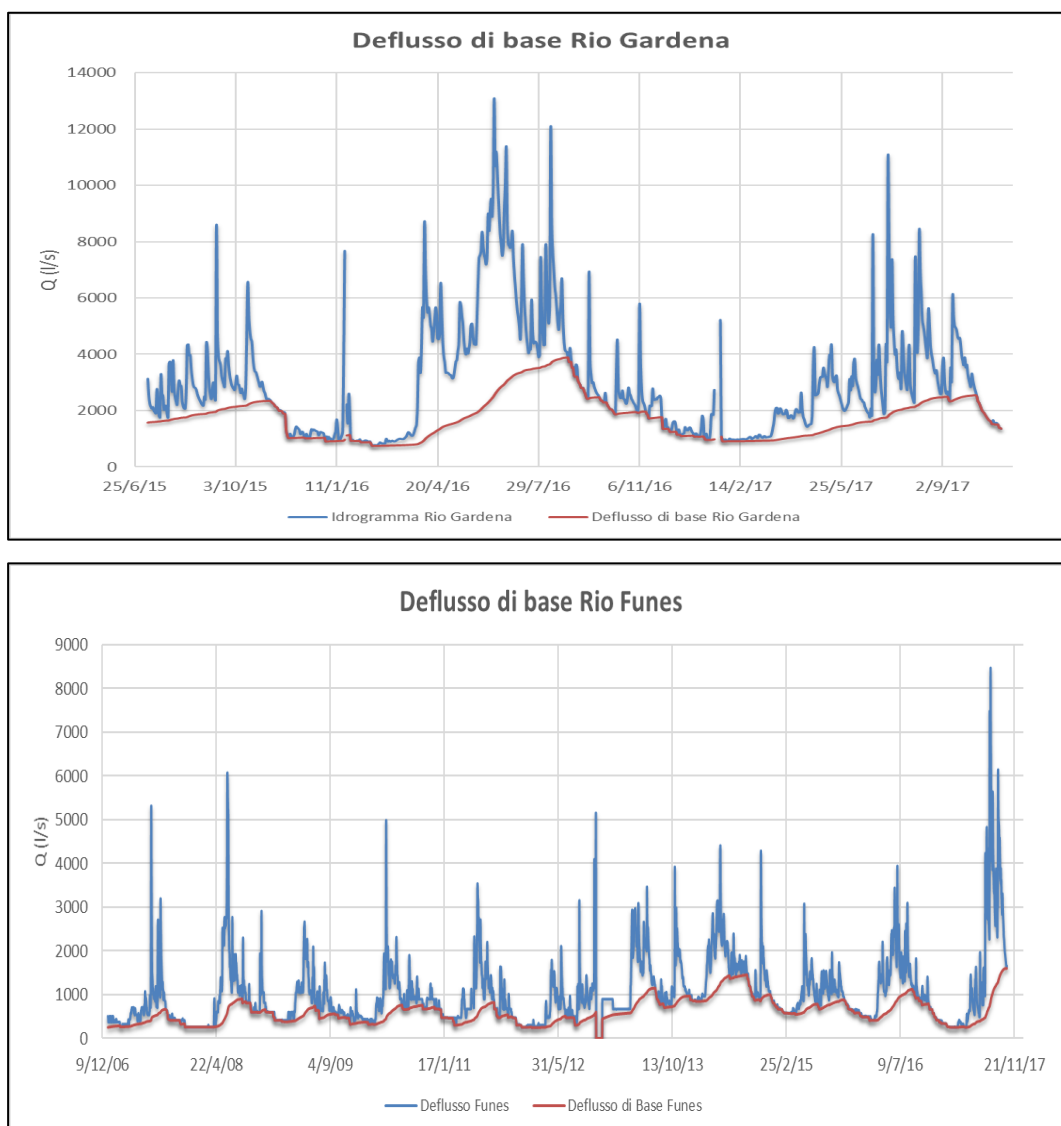


Figura 5.5 – Idrogrammi giornalieri di deflusso totale (in blu) e deflusso di base (in rosso) del Rio Funes (in basso) e del Torrente Gardena (in alto).

Esistono metodologie che permettono di scindere il quantitativo di deflusso superficiale dovuto agli apporti meteorici, da quello dovuto allo scioglimento nivale (*SIM* o *snow ice melt*). Un esempio è l’approccio chimico di separazione del deflusso di base proposto da *Miller et al. (2014)*. Questo metodo si basa sulla misura in continuo della conducibilità elettrica specifica (SC) del fiume, che solitamente risulta essere inversamente proporzionale ai picchi di portata. Data la non disponibilità del parametro SC in continuo per i torrenti monitorati, non è stato possibile adottare questa metodologia per la presente tesi.

Il deflusso di base ottenuto con il metodo del filtraggio digitale è stato confrontato con altri due metodi che in entrambi i casi sono da considerarsi estremamente conservativi, in quanto il valore che da essi rappresenta il valore minimo ipotizzabile. La prima stima è stata realizzata attraverso la *Flow duration curve* (FDC), in cui la portata con frequenza del 99% è stata trasformata in deflusso di base (Fig. 5.6; Fig. 5.7; Fig. 5.8).

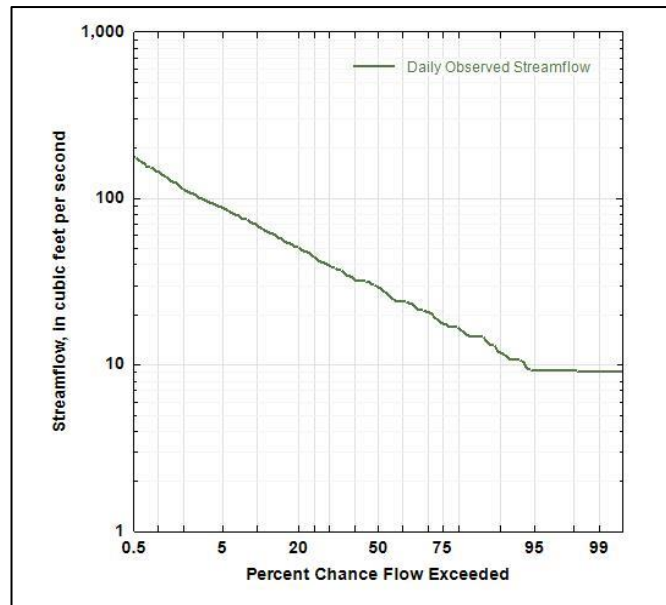


Figura 5.6 –Curva di durata del Rio Funes, basata sugli anni idrologici del periodo 2007-2017.

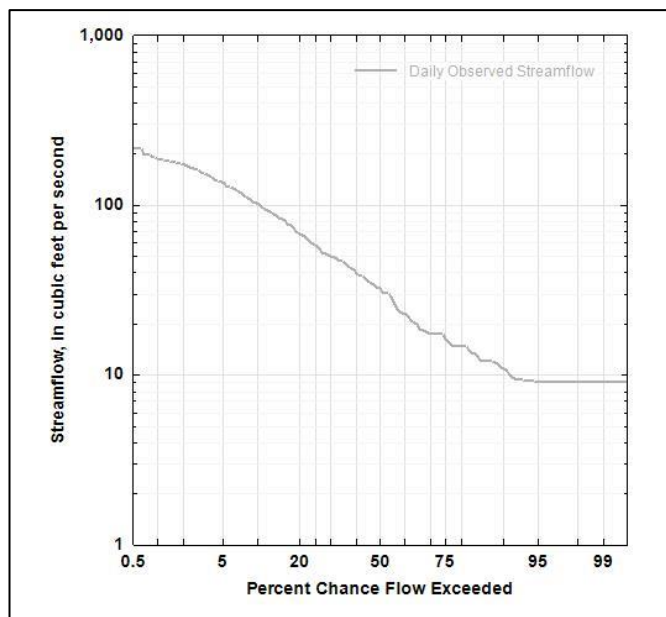


Figura 5.7 – Curva di durata del Rio Funes, basata sull'anno idrologico 2016-2017.

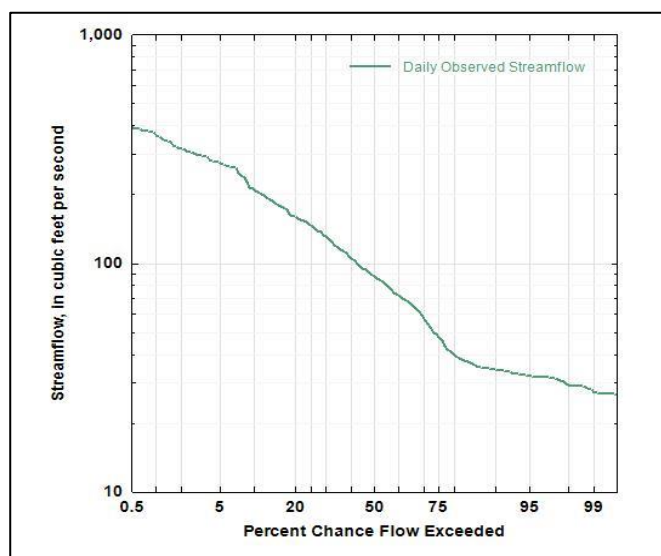


Figura 5.8 – Curva di durata del Rio Gardena, basata sull'anno idrologico 2016-2017.

L'altra stima è stata realizzata considerando le portate minime registrate dagli idrogrammi in continuo al termine della recessione, le quali in media sono state registrate sempre nel periodo compreso tra febbraio e marzo, per tutti gli anni idrologici considerati (Tab. 4.1). In tal senso è interessante notare come esista una correlazione diretta ($R^2 = 0.6267$) tra i valori di portata minima individuati per il Rio Funes (quello con il record storico di dati più significativo) e gli afflussi meteorici medi annui registrati sull'area di studio (Fig. 5.9).

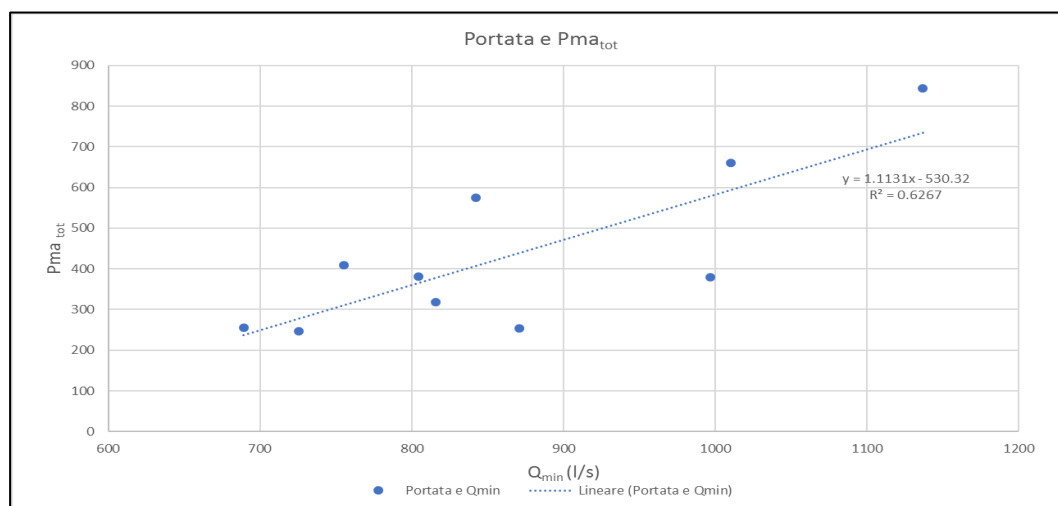


Figura 5.9 – Confronto tra le portate minime negli anni idrologici del periodo 2007-2017 con i valori di precipitazione media annua (Pma) dei pluviometri ubicati nell'area della Valle Isarco.

I deflussi ottenuti sono riportati nella tabella 5.3. Si osserva che, se da una parte i valori dei deflussi di base ottenuti con il metodo della portata minima e della FDC sono circa uguali, dall'altra il valore ottenuto con il metodo del filtraggio digitale è all'incirca doppio rispetto ai precedenti. Queste differenze permettono di individuare un intervallo di variabilità del deflusso di base per i fiumi analizzati.

Idrometro	Perido	Metodo	Area DB (m ³ /a)
Funes	2007-2017	Q _{DF}	20612987.34
		Q _{MIN media}	10787212.80
		Q _{FDC}	7961473.14
	2016-2017	Q _{DF}	20781836.16
		Q _{MIN}	7956748.80
		Q _{FDC}	7961473.14
Gardena	2016-2017	Q _{DF}	59809681.33
		Q _{MIN}	27888369.60
		Q _{FDC}	24855113.58

Tabella 5.3 – Valori stimati di deflusso di base, con Q_{DF} (deflusso calcolato con il metodo del *Single-parameter digital filter*), Q_C (deflusso calcolato con il metodo del *Flow duration curve*) e Q_{MV} (deflusso calcolato con il metodo della portata minima).

5.2.2 Deflusso dalle misure in discontinuo

Per la stima del deflusso di base nei torrenti privi di idrometro sono state utilizzate le equazioni (5) e (6) riportante nel capitolo 4.

In primo luogo è stato necessario calcolare il coefficiente ω (eq. 5), individuato con i valori del coefficiente di determinazione (R^2) e degli esponenti delle funzioni potenza (ω_i) attraverso la correlazione sperimentale tra la portata e l'area del bacino sottesa a ciascuna delle sezioni considerate durante un periodo di recessione (Fig.5.10; Fig. 5.11; Tab.5.4).

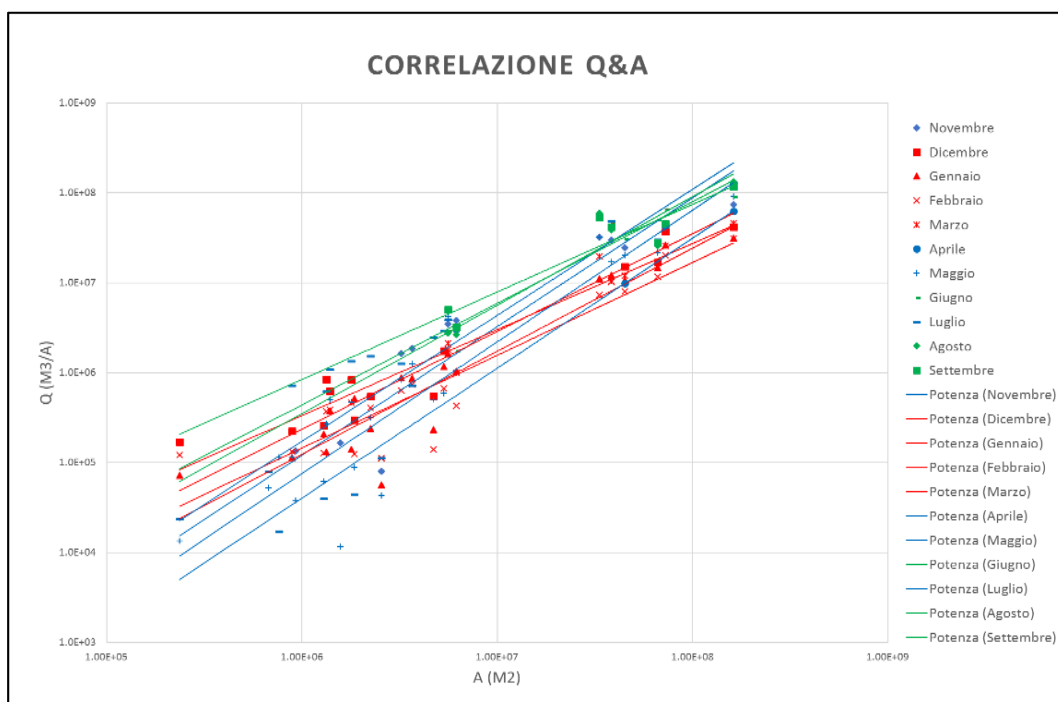


Figura 5.10 – Grafico bi-logaritmico che mette in relazione le portate misurate con la rispettiva area del bacino sotteso. Notare che le funzioni potenza con la stessa pendenza sono visualizzate con lo stesso colore: fase di esaurimento (in rosso), fase di incremento (in blu) e fase di decremento (in verde) se confrontate con l'andamento dell'idrogramma di figura 5.8.

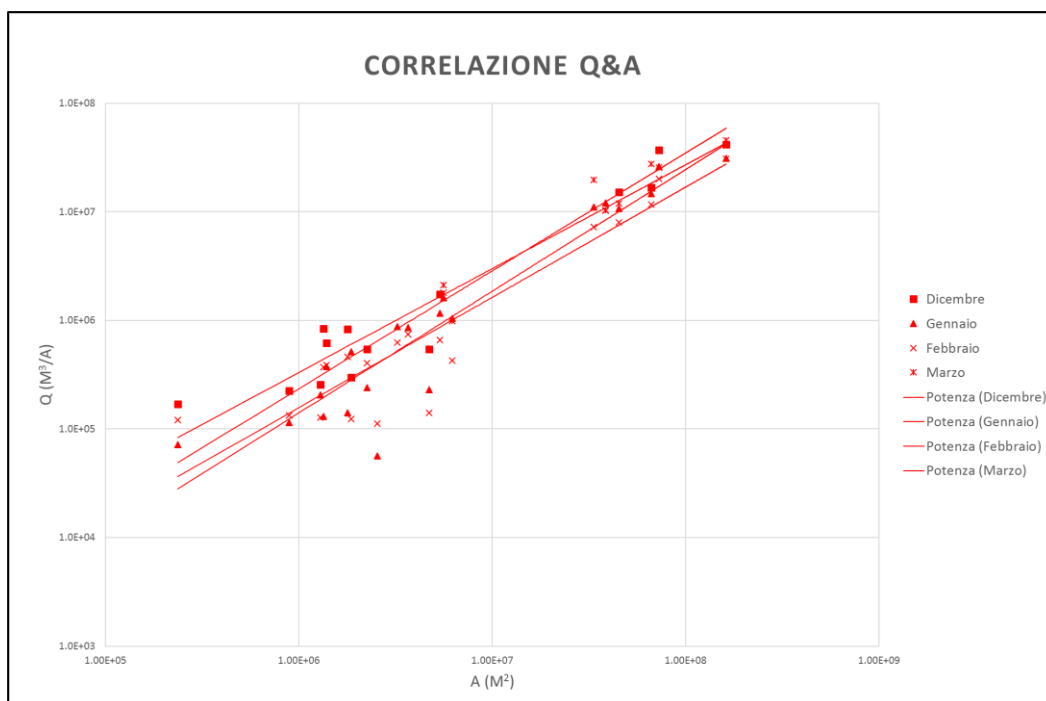


Figura 5.11 – Rette di regressione per le sole sezioni misurate nel periodo di recessione delle sezioni di monte e valle.

	ω	R^2
Novembre	1.4299	0.8611
Dicembre	0.9566	0.9307
Gennaio	1.1204	0.8912
Febbraio	1.0155	0.8627
Marzo	1.086	0.9222
Maggio	1.4636	0.8554
Giugno	1.2051	0.9002
Luglio	1.4014	0.8223
Agosto	1.1294	0.8858
Settembre	0.9732	0.8809

Tabella 5.4 – Valori dei coefficienti di determinazione (R^2) ed esponenti delle funzioni potenza (ω) ottenuti attraverso regressioni ai minimi quadrati per ogni mese. I valori di R^2 confermano un'elevata correlazione tra area e portata.

Dall'analisi dell'idrogramma in continuo del Rio Funes, si può verificare che le portate delle campagne di: dicembre, gennaio, febbraio e marzo sono state realizzate in condizioni di magra al termine della recessione dell'anno idrologico 2016-2017, in cui la maggior parte del deflusso fluviale è rappresentata, appunto, dal deflusso di base (Fig. 5.8). Di conseguenza per la stima del deflusso di basse nei bacini privi di idrometro è stato utilizzato un valore del coefficiente ω , basato sui coefficienti R^2 e ω_i delle campagne di misura realizzate durante la recessione secondo l'equazione (5). Il valore finale di ω è risultato pari a 1.0449 (Tab.5.5).

Mese	ω_i	R^2	ω/R^2	$1/R^2$
Dicembre	0.9566	0.9307	1.027828516	1.07446008
Gennaio	1.1204	0.8912	1.257181329	1.12208259
Febbraio	1.0155	0.8627	1.177118349	1.1591515
Marzo	1.086	0.9222	1.177618738	1.08436348

Tabella 5.5 – Valori utilizzati per il calcolo del coefficiente ω .

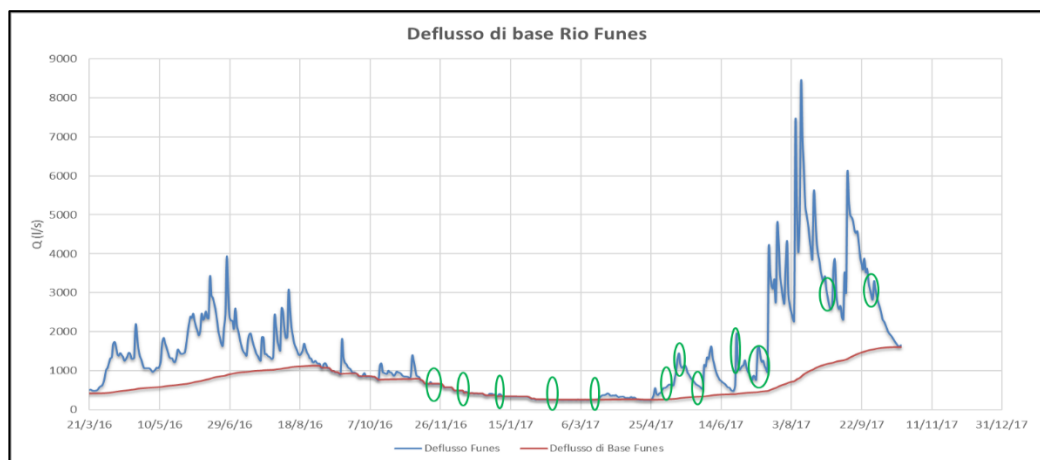


Figura 5.8 – Idrogramma giornaliero del Rio Funes e suo deflusso di base; in verde il periodo di realizzazione delle campagne di monitoraggio in discontinuo durante l'anno idrologico 2016-2017.

Infine tramite l'equazione (6; Cap. 4), utilizzando i tre valori di deflusso di base ottenuti dagli idrogrammi in continuo del Rio Funes e del Torrente Gardena, sono stati stimati i deflussi di base di tutti i bacini privi di idrometro (Tab.5.6).

ID	NOME	SEZIONE	AREA (km ²)	DBbacino (stima con Funes0717) (Mm ³ /a)				DBbacino (stima con Funes1617) (Mm ³ /a)				DBbacino (stima con Gardena1617) (Mm ³ /a)			
				Q _{DF}	Q _{MVmedia}	Q _{QC}	Q _{DFC}	Q _{DF}	Q _{MIN}	Q _{QC}	Q _{DFC}	Q _{DF}	Q _{MIN}	Q _{QC}	Q _{DFC}
1	Snodres	valle	5.35	2.22	1.16	0.86	0.86	2.24	0.86	0.86	0.86	1.69	0.79	0.70	0.70
2	Del'Orso	valle	3.66	1.49	0.78	0.58	0.58	1.50	0.58	0.58	0.58	1.14	0.53	0.47	0.47
3	Tiles	valle	1.86	0.74	0.38	0.28	0.28	0.74	0.28	0.28	0.28	0.56	0.26	0.23	0.23
4	Scaleres	valle	38.43	17.42	9.12	6.73	6.73	17.57	6.73	6.73	6.73	13.30	6.20	5.53	5.53
5	Perara	valle	0.93	0.36	0.19	0.14	0.14	0.36	0.14	0.14	0.14	0.27	0.13	0.11	0.11
6	Difesa	valle	2.55	1.02	0.53	0.39	0.39	1.03	0.39	0.39	0.39	0.78	0.36	0.32	0.32
7	Fossa	valle	0.76	0.29	0.15	0.11	0.11	0.29	0.11	0.11	0.11	0.22	0.10	0.09	0.09
8	Spelonca	valle	6.19	2.59	1.35	1.00	1.00	2.61	1.00	1.00	1.00	1.98	0.92	0.82	0.82
9	Funes	valle	72.61	33.88	17.73	13.09	13.09	34.16	13.08	13.08	13.09	25.87	12.06	10.75	10.75
10	Gola	valle	2.25	0.90	0.47	0.35	0.35	0.91	0.35	0.35	0.35	0.69	0.32	0.29	0.29
11	Parsait	valle	1.33	0.52	0.27	0.20	0.20	0.52	0.20	0.20	0.20	0.40	0.19	0.17	0.17
12	Sicco	valle	1.79	0.71	0.37	0.27	0.27	0.71	0.27	0.27	0.27	0.54	0.25	0.22	0.22
13	Chiusa	valle	1.58	0.62	0.32	0.24	0.24	0.62	0.24	0.24	0.24	0.47	0.22	0.20	0.20
14	Snodres	monte	4.71	1.94	1.02	0.75	0.75	1.96	0.75	0.75	0.75	1.48	0.69	0.62	0.62
15	Del'Orso	monte	3.23	1.31	0.69	0.51	0.51	1.32	0.51	0.51	0.51	1.00	0.47	0.42	0.42
16	Tiles	monte	1.29	0.50	0.26	0.19	0.19	0.51	0.19	0.19	0.19	0.38	0.18	0.16	0.16
17	Scaleres	monte	33.46	15.07	7.89	5.82	5.82	15.20	5.82	5.82	5.82	11.51	5.37	4.78	4.78
18	Perara	monte	0.93	0.36	0.19	0.14	0.14	0.36	0.14	0.14	0.14	0.27	0.13	0.11	0.11
19	Difesa	monte	2.55	1.02	0.53	0.39	0.39	1.03	0.39	0.39	0.39	0.78	0.36	0.32	0.32
20	Fossa	monte	0.68	0.26	0.13	0.10	0.10	0.26	0.10	0.10	0.10	0.20	0.09	0.08	0.08
21	Spelonca	monte	5.59	2.33	1.22	0.90	0.90	2.35	0.90	0.90	0.90	1.78	0.83	0.74	0.74
22	Funes	monte	66.37	30.84	16.14	11.91	11.91	31.09	11.90	11.90	11.91	23.55	10.98	9.78	9.78
23	Sicco	monte	1.39	0.54	0.28	0.21	0.21	0.55	0.21	0.21	0.21	0.41	0.19	0.17	0.17
24	Gola	monte	0.89	0.34	0.18	0.13	0.13	0.34	0.13	0.13	0.13	0.26	0.12	0.11	0.11
25	Parsait	monte	0.24	0.09	0.04	0.03	0.03	0.09	0.03	0.03	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03
27	Funes	idrometro	45.13	20.61	10.79	7.96	7.96	20.78	7.96	7.96	7.96	15.74	7.34	6.54	6.54
28	Gardena	idrometro	161.96	78.34	41.00	30.26	30.26	78.98	30.24	30.24	30.26	59.81	27.89	24.86	24.86

Tabella 5.6 – Valori del deflusso di base (Mm³/a) stimato a partire dai deflussi di base ottenuti dagli idrogrammi in continuo, con Q_{DF} (deflusso calcolato con il metodo del *Single-parameter digital filter*), Q_C (deflusso calcolato con il metodo del *Flow duration curve*) e Q_{MV} (deflusso calcolato con il metodo della portata minima).

5.3 ANALISI DI PRODUTTIVITÀ

In linea con quanto detto fin ora, in assenza di precipitazioni il deflusso in alveo è dovuto all'alimentazione da parte delle acque sotterranee, che in periodo di siccità invernale, ossia nella fase di recessione, corrisponde unicamente al deflusso di base. Se misurato in condizioni “non-influenzate”, quindi depurato dalle componenti di *quickflow* (superficiale ed ipodermico), il deflusso di base è l'integrale di tutte le emergenze sorgentizie (Appleby, 1970), dimostrando una stretta relazione con la ricarica del sistema acquifero nel bacino idrogeologico sotteso dalla sezione di misura (Foster, 1998).

Le portate fluviali, ottenute dalle campagne di misura in discontinuo nel periodo di recessione, rappresentano, di conseguenza, la vera e propria componente di base del deflusso sotterraneo. Quindi la caratterizzazione idrogeologica attraverso l'analisi di produttività (R) permette di stimare il quantitativo d'acqua prodotto dai bacini idrogeologici sottesi dalla sezione di misura, su unità areale.

Per l'analisi della produttività dell'area di studio, il primo passo è stato quello di considerare le portate dei mesi di recessione dell'anno idrologico 2016 - 2017 (dicembre, gennaio, febbraio e marzo) che hanno permesso di ottenere i valori di produttività mensile ($l/s \text{ km}^2$). Il secondo step è stata la ricostruzione di 10 mappe di produttività dei 25 sottobacini, di cui 2 rappresentative della produttività media e 8 rappresentative della produttività mensile per i bacini di monte e valle (Fig. 5.9, Fig.5.10, Fig.5.11, Fig.5.12e Fig.5.13).

Dalle carte si osserva che i valori di produttività sono strettamente dipendenti all'area del bacino considerato, con valori alti per i bacini più grandi e valori bassi per bacini con area ridotta. Quanto detto giustifica perché i sottobacini di monte presentano valori sempre più ridotti rispetto a quelli di valle. Richiamando la figura 3.1 si osserva che il Bacino Gardena è composto prevalentemente da substrato sedimentario, il Bacino Funes per il 47% da rocce del basamento metamorfico, per

il 36% da rocce sedimentarie e per 17% da vulcaniti, e il Bacino Scaleres esclusivamente da substrato di Basamento. Il Bacino Gardena presenta un valore di produttività media ($R = 221 \text{ l/s km}^2$) maggiore rispetto agli altri bacini considerati, come ad esempio Funes ($R = 105 \text{ l/s km}^2$) e Scaleres ($R = 56 \text{ l/s km}^2$). La differenza litologica si traduce, quindi, nella diversa produttività che i bacini sono in grado di sviluppare; infatti le rocce sedimentarie sembrano possedere una più alta capacità produttiva rispetto alle metamorfite.

Le produttività mensili di tutti i sottobacini non presentano un evidente discostamento dalla media nel periodo di recessione. Per i sottobacini più piccoli, sia del settore settentrionale (Snodres, Orso, Tiles, Fossa) che di quello più meridionale (Sicco, Gola, Parsait) si osservano produttività sempre inferiori a 6 l/s km^2 ; per i bacini Chiusa, Difesa e Perara non è stata possibile la stima della produttività in quanto sono risultati ghiacciati nel periodo di misura. Per i bacini più grandi (Funes, Scaleres e Spelonca) si osserva sempre un aumento della produttività, passando dal bacino di monte verso quello di valle, con valori sempre superiori a 50 l/s km^2 .

In generale si osserva un trend di riduzione delle produttività dal periodo di dicembre al periodo di febbraio, imputabile al fatto che le portate misurate in discontinuo sono sempre meno influenzate dalla componente di deflusso ipodermico residuo. Per esempio la produttività del Bacino Funes valle, mostra un trend negativo con valori di produttività che variano da 220 l/s km^2 , per dicembre, 155 l/s km^2 , per gennaio e 120 l/s km^2 per febbraio. Al contrario nel mese marzo si osserva un aumento delle produttività per i bacini misurati, poiché questo periodo coincide con la fine della recessione e l'inizio della fase di ricarica superficiale dovuta agli apporti meteorici e quelli del SIM; come per il bacino Gardena che mostra una variazione di produttività che va da 184 l/s km^2 a 270 l/s km^2 .

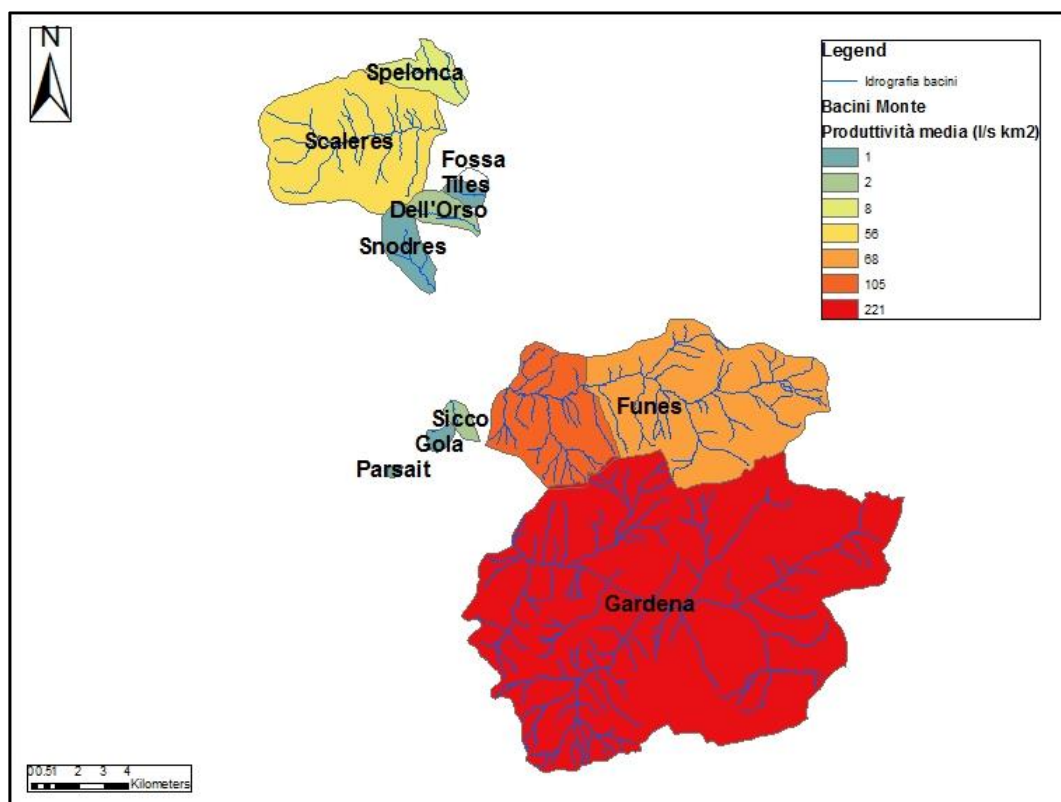
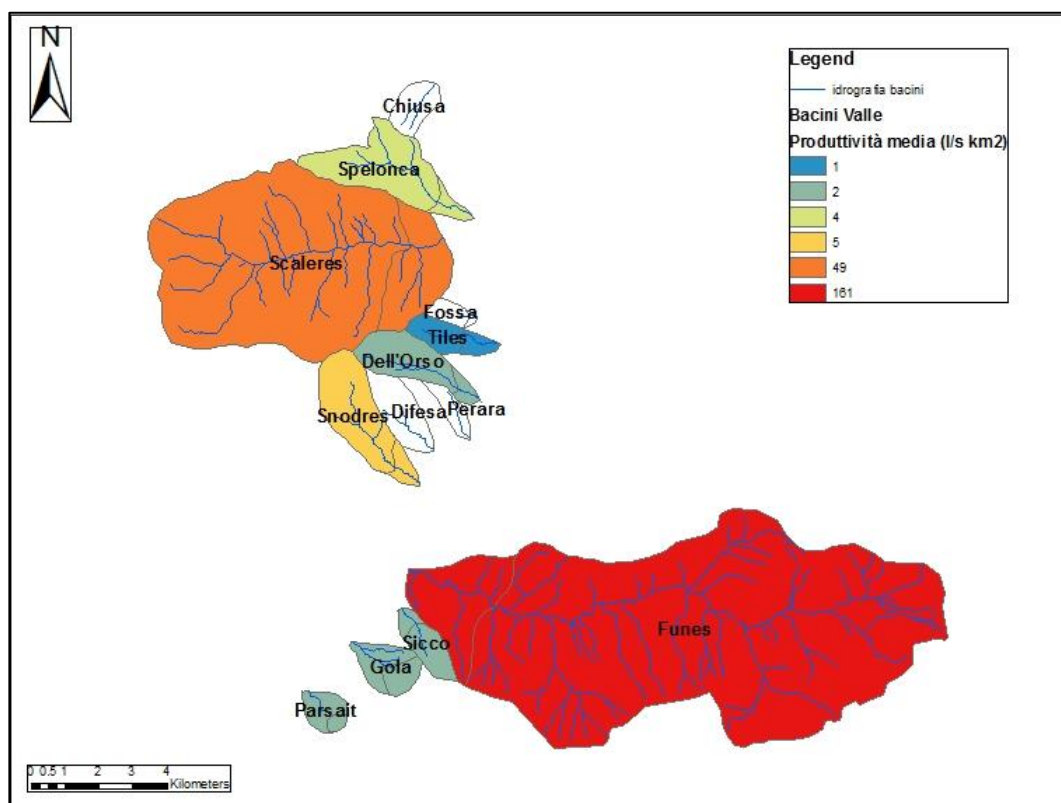


Figura 5.9 – Mappe di produttività media bacini di valle (in alto) e bacini di monte (in basso).

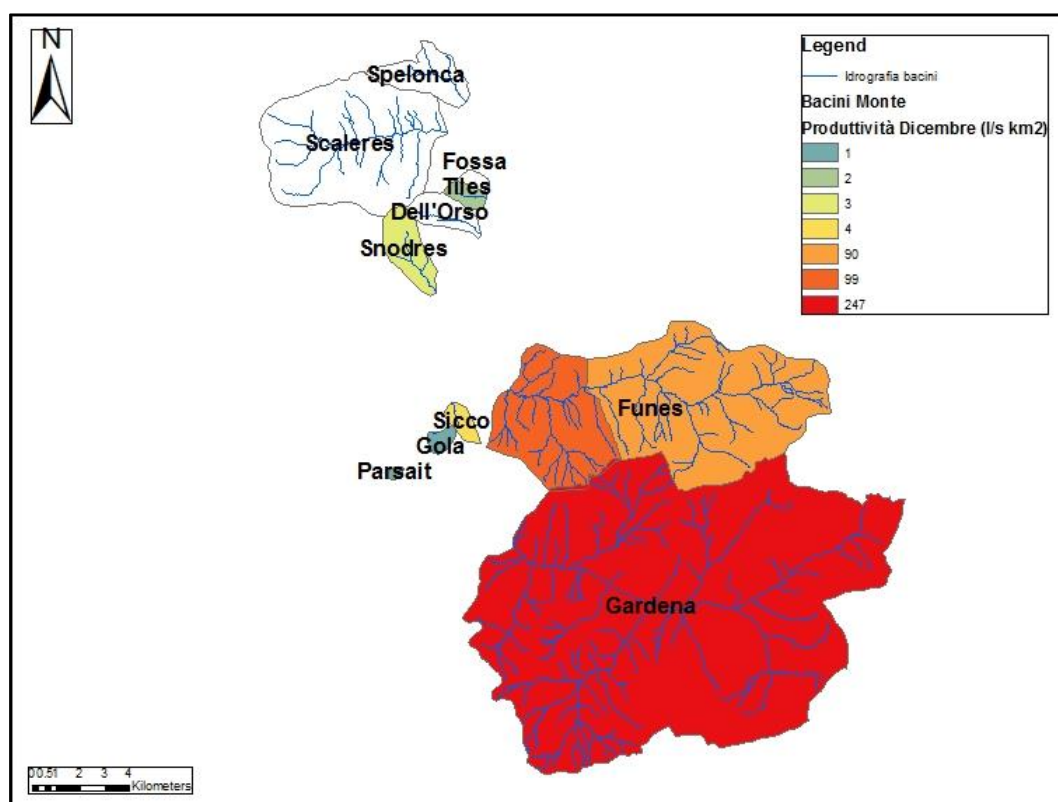
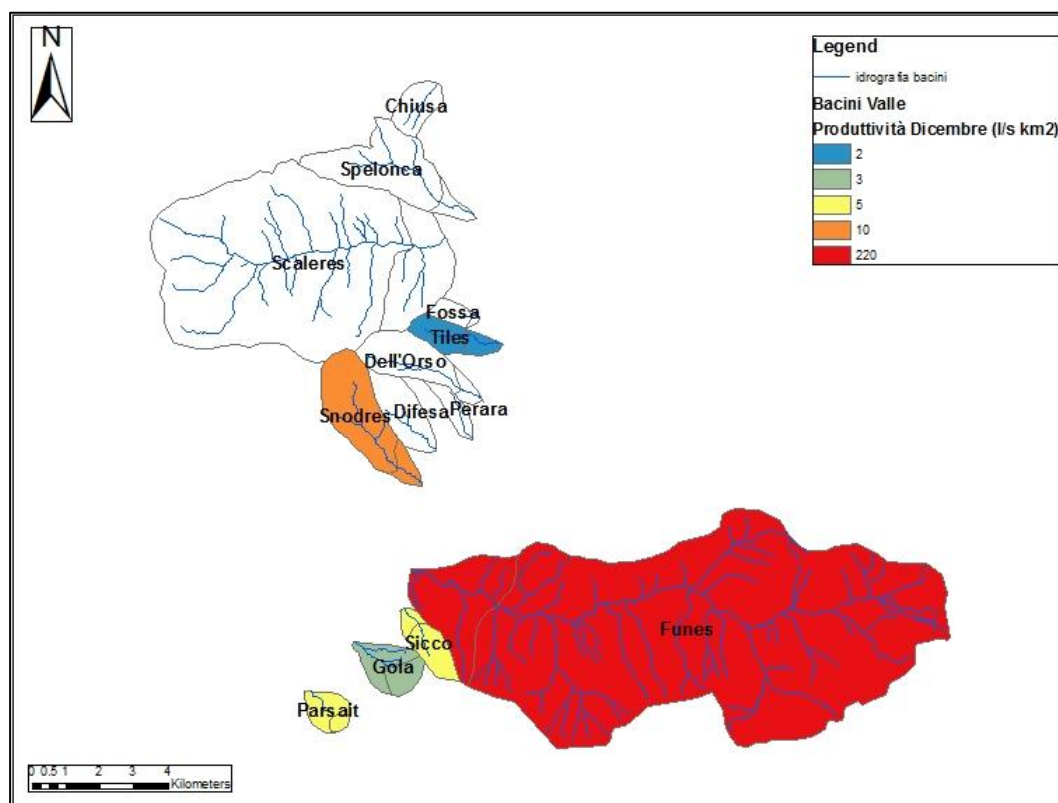


Figura 5.10 – Mappe di produttività del mese di dicembre 2016 dei bacini di valle (in alto) e bacini di monte (in basso).

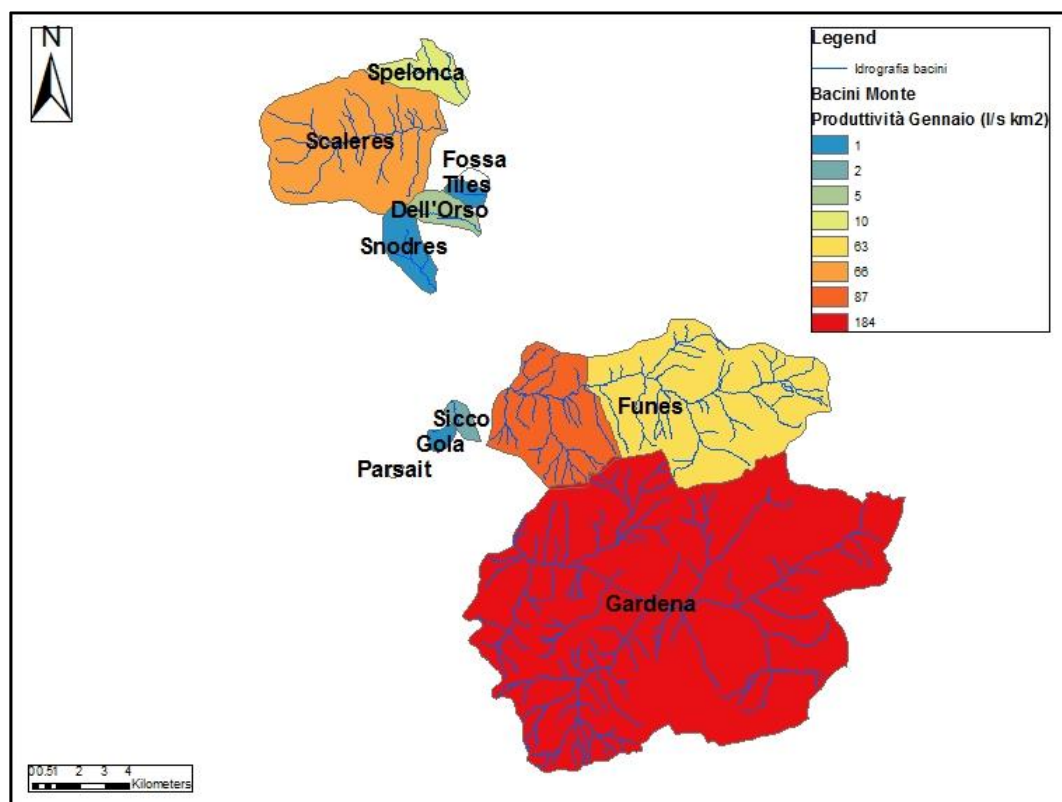
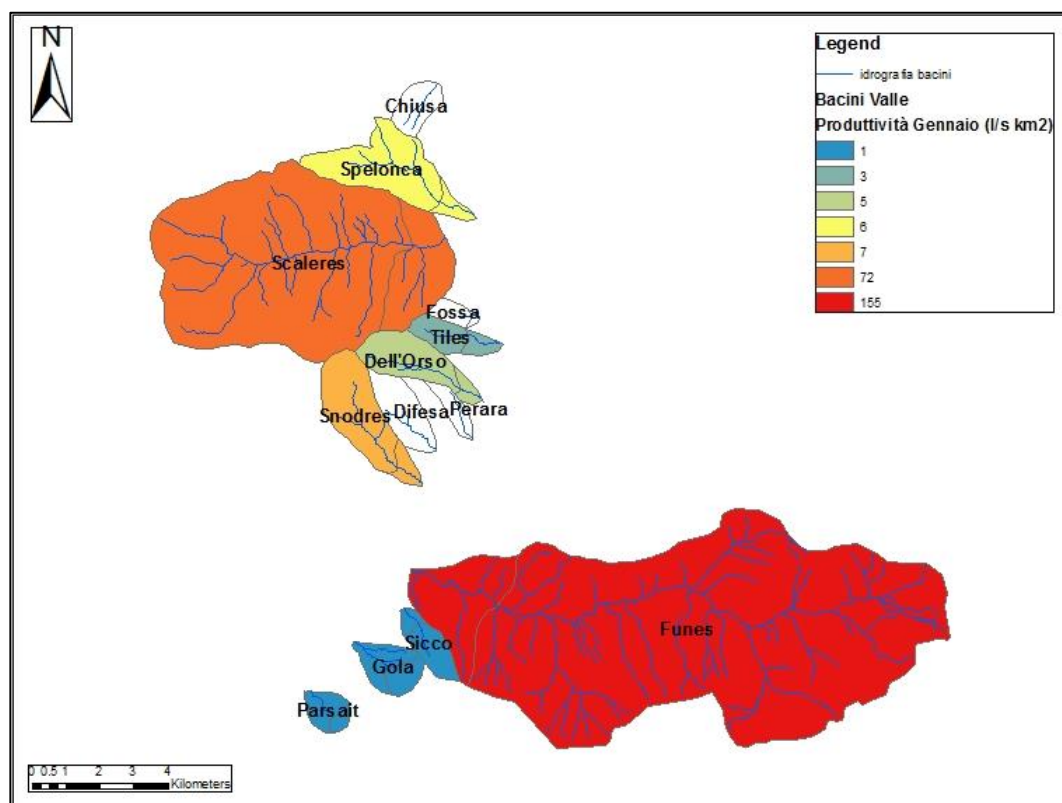


Figura 5.11 – Mappe di produttività del mese di gennaio 2017 dei bacini di valle (in alto) e bacini di monte (in basso).

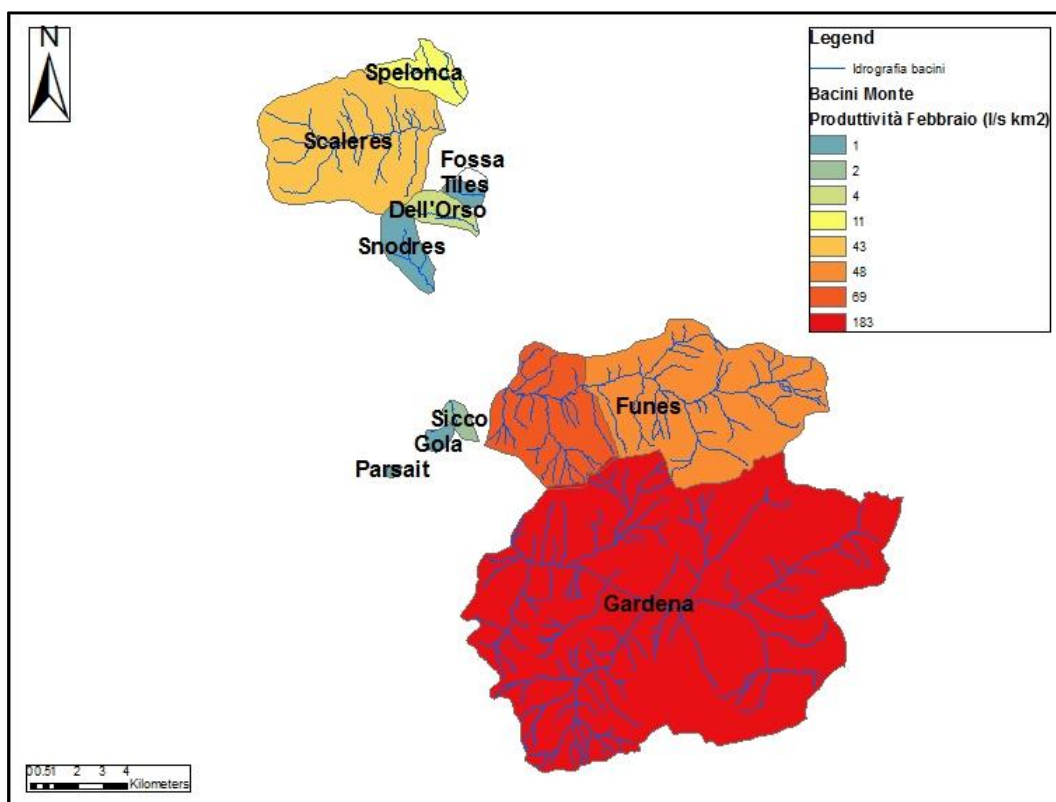
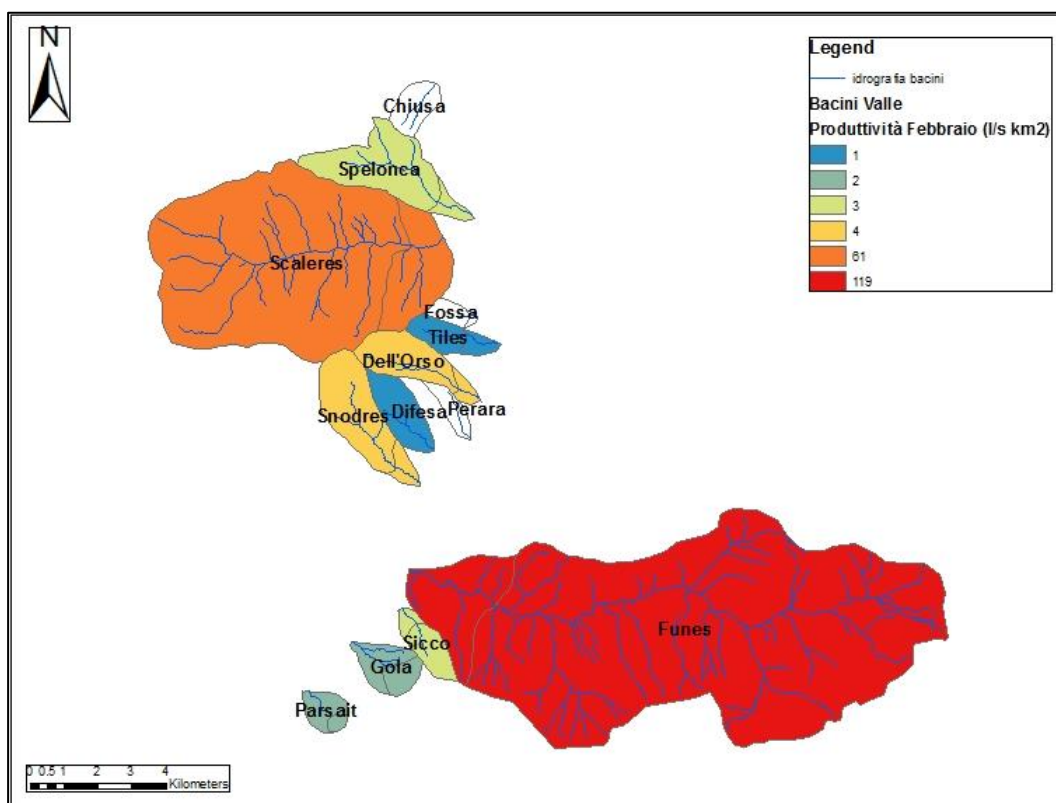


Figura 5.12 – Mappe di produttività del mese di febbraio 2017 dei bacini di valle (in alto) e bacini di monte (in basso).

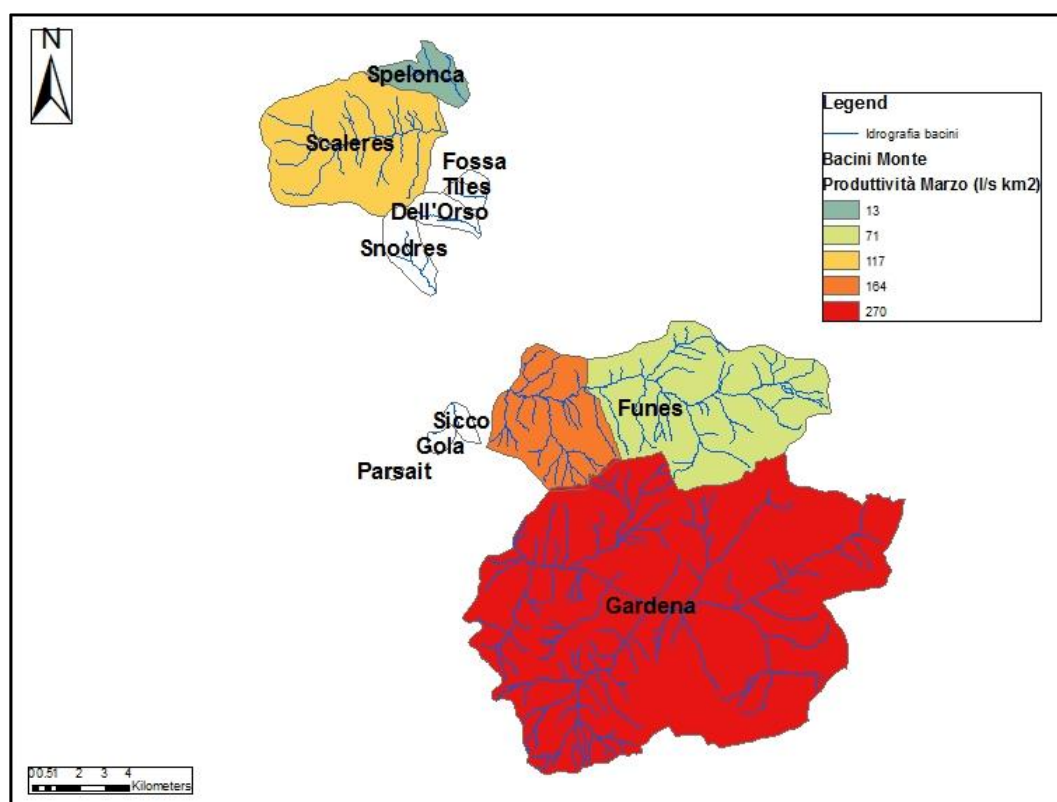
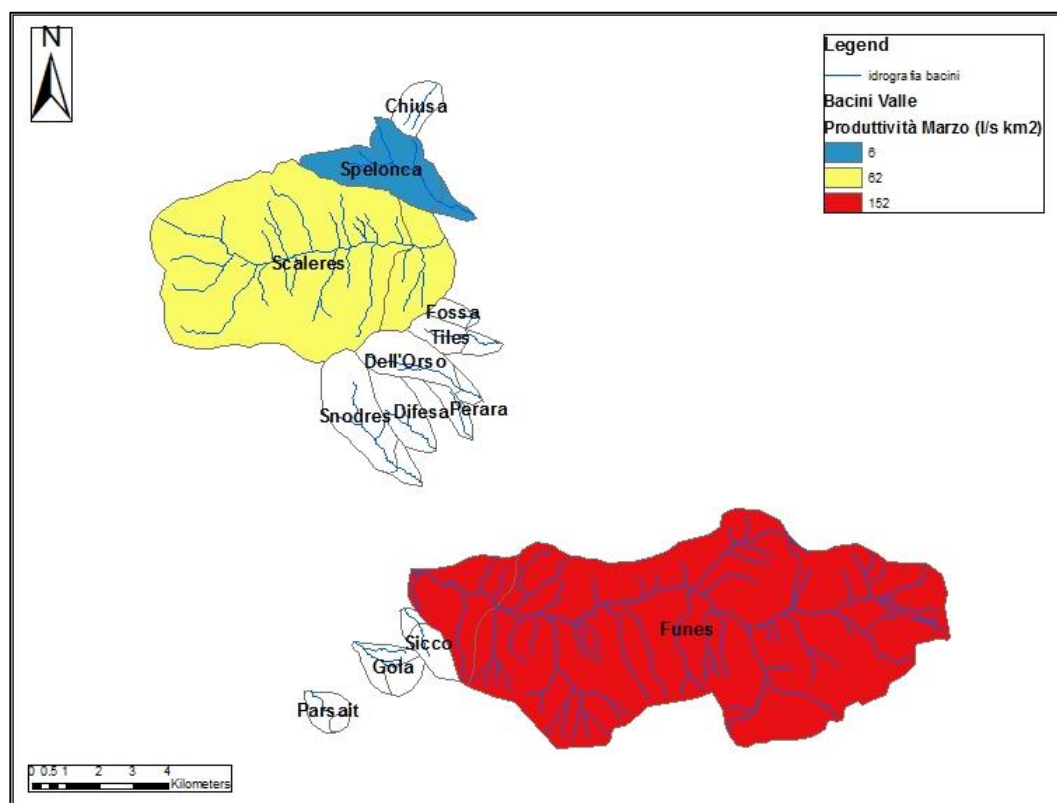


Figura 5.13 – Mappe di produttività del mese di marzo 2017 dei bacini di valle (in alto) e bacini di monte (in basso).

5.4 STIMA DEL COEFFICIENTE DI INFILTRAZIONE

In questo paragrafo sono riportati i valori dei coefficienti di infiltrazione calcolati sui bacini oggetto di studio e definiti come il rapporto tra ricarica e afflusso. Difatti, secondo il modello concettuale adottato, durante l'anno idrologico il valore della ricarica da parte del sistema acquifero, sarebbe circa coincidente con il deflusso di base; mentre gli afflussi sono rappresentati dalla precipitazione totale (P) ed efficace (o Surplus, S). Le due tipologie di afflusso permettono di determinare altrettanti coefficienti denominati rispettivamente: coefficiente di infiltrazione (CI) e coefficiente di infiltrazione potenziale (CIP).

Poiché la stima del deflusso di base dagli idrogrammi in continuo è stata realizzata con tre metodi diversi (DF, DFC e portata minima) si è convenuto di utilizzarli tutti al fine di ottenere un'ampia stima di tali coefficienti; analogo ragionamento è stato fatto per i deflussi di base ottenuti dalle misure in discontinuo. Per gli afflussi sono stati utilizzati i valori di precipitazione totale (P), ottenuti con le isoiete, e i valori di precipitazione efficace (S), ricavata con il metodo di *Thorntwaite & Mather*, calcolati per gli anni idrologici 2007-2017 e 2016-2017.

I valori dei coefficienti stimati sono riportati in due tabelle. Nella tabella 5.7 quelli ottenuti dal deflusso di base delle misure in continuo; nella tabella 5.8 i coefficienti ottenuti dalla ricostruzione del deflusso di base a partire dalle misure in discontinuo.

Torrente	Perido	Metodo	Area DB (Mm ³ /a)	P (Mm ³ /a)	S (Mm ³ /a)	CI	CIF
Funes	2007-2017	Q _{DF}	20.61	44.85	19.43	46%	106%
		Q _{MIN media}	10.79			24%	56%
		Q _{FDC}	7.96			18%	41%
	2016-2017	Q _{DF}	20.78	45.11	18.87	46%	110%
		Q _{MIN}	7.96			18%	42%
		Q _{FDC}	7.96			18%	42%
Gardena	2016-2017	Q _{DF}	59.81	156.25	70.05	38%	85%
		Q _{MIN}	27.89			18%	40%
		Q _{FDC}	24.86			16%	35%

Tabella 5.7 – Valori dei coefficienti di infiltrazione (CI) ed infiltrazione potenziale (CIP) derivati dagli idrogrammi in continuo, con Q_{DF} (deflusso calcolato con il metodo del *Single-parameter digital filter*), Q_C (deflusso calcolato con il metodo del *Flow duration curve*) e Q_{MV} (deflusso calcolato con il metodo della portata minima).

ID	NOME	SEZIONE	AREA (km ²)	Dbbacio (stima con Funes07-17) (m ³ /a)						Dbbacio (stima con Funes1617) (m ³ /a)						Dbbacio (stima con Gardena1617) (m ³ /a)					
				Q _{gr}			Q _{unif} med			Q _{gr}			Q _{unif} med			Q _{gr}			Q _{unif} med		
				CI	CIP		CI	CIP		CI	CIP		CI	CIP		CI	CIP		CI	CIP	
1	Snodres	valle	5.35	44%	116%	23%	61%	17%	45%	44%	125%	17%	48%	17%	48%	33%	95%	16%	44%	14%	39%
2	Dell'Orso	valle	3.66	44%	136%	23%	71%	17%	52%	45%	150%	17%	57%	17%	57%	34%	114%	16%	53%	14%	47%
3	Tiles	valle	1.86	46%	187%	24%	98%	18%	72%	46%	220%	18%	84%	18%	84%	35%	167%	16%	78%	15%	69%
4	Scaleres	valle	38.43	46%	106%	24%	55%	18%	41%	46%	112%	18%	43%	18%	43%	35%	85%	16%	39%	14%	35%
5	Perara	valle	0.93	46%	240%	24%	126%	18%	93%	46%	303%	18%	116%	18%	116%	35%	230%	16%	107%	15%	95%
6	Difesa	valle	2.55	45%	147%	23%	77%	17%	57%	45%	164%	17%	63%	17%	63%	34%	124%	16%	58%	14%	52%
7	Fossa	valle	0.76	45%	204%	24%	107%	17%	79%	45%	248%	17%	95%	17%	95%	34%	187%	16%	87%	14%	78%
8	Spelonca	valle	6.19	43%	111%	23%	58%	17%	43%	44%	120%	17%	46%	17%	46%	33%	91%	15%	42%	14%	38%
9	Funes	valle	72.61	49%	127%	26%	66%	19%	49%	49%	132%	19%	51%	19%	51%	37%	100%	17%	47%	15%	42%
10	Gola	valle	2.25	45%	168%	24%	88%	18%	65%	46%	193%	18%	74%	18%	74%	35%	146%	16%	68%	14%	61%
11	Parsait	valle	1.33	46%	217%	24%	114%	18%	84%	47%	266%	18%	102%	18%	102%	35%	201%	16%	94%	15%	84%
12	Sirco	valle	1.79	45%	168%	24%	88%	17%	65%	45%	193%	17%	74%	17%	74%	34%	146%	16%	68%	14%	61%
13	Chiusa	valle	1.58	41%	105%	21%	55%	16%	40%	41%	112%	16%	43%	16%	43%	31%	85%	15%	40%	13%	35%
14	Snodres	monte	4.71	43%	108%	22%	57%	17%	42%	43%	116%	16%	44%	17%	44%	33%	88%	15%	41%	14%	36%
15	Dell'Orso	monte	3.23	44%	127%	23%	67%	17%	49%	44%	139%	17%	53%	17%	53%	33%	105%	16%	49%	14%	44%
16	Tiles	monte	1.29	44%	165%	23%	86%	17%	64%	45%	190%	17%	73%	17%	73%	34%	144%	16%	67%	14%	60%
17	Scaleres	monte	33.46	45%	98%	23%	51%	17%	38%	45%	103%	17%	40%	17%	40%	34%	78%	16%	36%	14%	33%
18	Perara	monte	0.93	46%	240%	24%	126%	18%	93%	46%	303%	18%	116%	18%	116%	35%	230%	16%	107%	15%	95%
19	Difesa	monte	2.55	45%	147%	23%	77%	17%	57%	45%	164%	17%	63%	17%	63%	34%	124%	16%	58%	14%	52%
20	Fossa	monte	0.68	45%	198%	23%	104%	17%	77%	45%	239%	17%	91%	17%	92%	34%	181%	16%	84%	14%	75%
21	Spelonca	monte	5.59	43%	105%	22%	55%	17%	41%	43%	113%	16%	43%	17%	43%	33%	85%	15%	40%	14%	35%
22	Funes	monte	66.37	48%	119%	25%	62%	19%	46%	48%	124%	18%	47%	18%	47%	36%	94%	17%	44%	15%	39%
23	Sirco	monte	1.39	44%	153%	23%	80%	17%	59%	44%	174%	17%	66%	17%	67%	34%	131%	16%	61%	14%	55%
24	Gola	monte	0.89	43%	143%	22%	75%	16%	55%	43%	161%	16%	61%	16%	62%	33%	122%	15%	57%	14%	51%
25	Parsait	monte	0.24	43%	197%	22%	103%	16%	76%	43%	240%	16%	92%	16%	92%	32%	182%	15%	85%	13%	75%
27	Funes	idrometro	45.13	46%	106%	24%	56%	18%	41%	46%	110%	18%	42%	18%	42%	35%	83%	16%	39%	14%	35%
28	Gardena	idrometro	161.96	50%	107%	26%	56%	19%	41%	51%	113%	19%	43%	19%	43%	38%	85%	18%	40%	16%	35%

Tabella 5.8 – Valori dei coefficienti di infiltrazione (CI) ed infiltrazione potenziale (CIP) dalle misure in discontinuo.

La prima osservazione da fare sui coefficienti ottenuti è che tutti presentano valori generalmente alti, pur trattandosi di litologie con permeabilità bassa. Ciò conferma che la porosità secondaria sia un fattore in grado di generare elevata capacità di infiltrazione nell'area di studio, dimostrando che l'*hard rock aquifer* in esame sia un sistema idrogeologicamente attivo.

I CIP risultano essere estremamente elevati rispetto a CI, con valori che si aggirano mediamente attorno al 100%. Una ricarica di questa portata è irrealistica perché significherebbe che le fratture presenti nell'area di studio siano completamente aperte, senza alcun tipo di riempimento. Di conseguenza, è più ragionevole ipotizzare che la sovrastima sia imputabile a un errore nella valutazione della precipitazione efficace. Il metodo di *Thorntwaite & Mather* nelle regioni alpine, probabilmente, non è affidabile per valutazioni di questo genere, in quanto tende a sottostimare il valore di precipitazione efficace. Pertanto, tutti i CIP ottenuti non risultano attendibili.

I valori dei CI variano in base al deflusso utilizzato. I metodi FDC e della portata minima, forniscono un valore del coefficiente di infiltrazione molto attendibile, ma presumibilmente sottostimato, poiché sono ottenuti considerando valori di deflusso di base minimi; per l'anno idrologico 2016-2017, i coefficienti circa coincidono per tutti i bacini con valori che si aggirano tra il 14% ed il 18% (Fig. 5.14). Una certa variabilità tra le stime ottenuta con i due metodi si manifesta con i valori medi di deflusso di base del Torrente Funes per il periodo 2007-2017, perché il deflusso di base misurato con la portata media minima è più alto rispetto a quello della *FDC*; infatti i valori dei coefficienti di infiltrazione derivati dalla portata minima sono maggiori al 20% (Fig. 5.15). Infine, i CI ottenuti con il metodo DF hanno un valore in media di circa il 40%. Alla luce di quanto esposto nei paragrafi precedenti, il valore del deflusso di base ottenuto con questo metodo risente di una probabile incertezza, dovuta all'impossibilità di misurare con dettaglio il quantitativo di deflusso superficiale dovuto allo scioglimento nivale. Ciononostante, essendoci basati su valori medi del periodo di scomparsa del manto nevoso (*Adler et al., 2015*), i valori di CI possono considerarsi altrettanto realistici. Facendo media su tutti i coefficienti di infiltrazione, ricavati dai tre deflussi di base stimati dal Rio

Funes per gli anni idrologici 2007-2017 e 2016-2017, e dal Torrente Gardena per l'anno idrologico 2016-2017, si ottengono rispettivamente i seguenti valori: 29%, 27% e 21%, dai quali si può osservare una certa omogeneità.

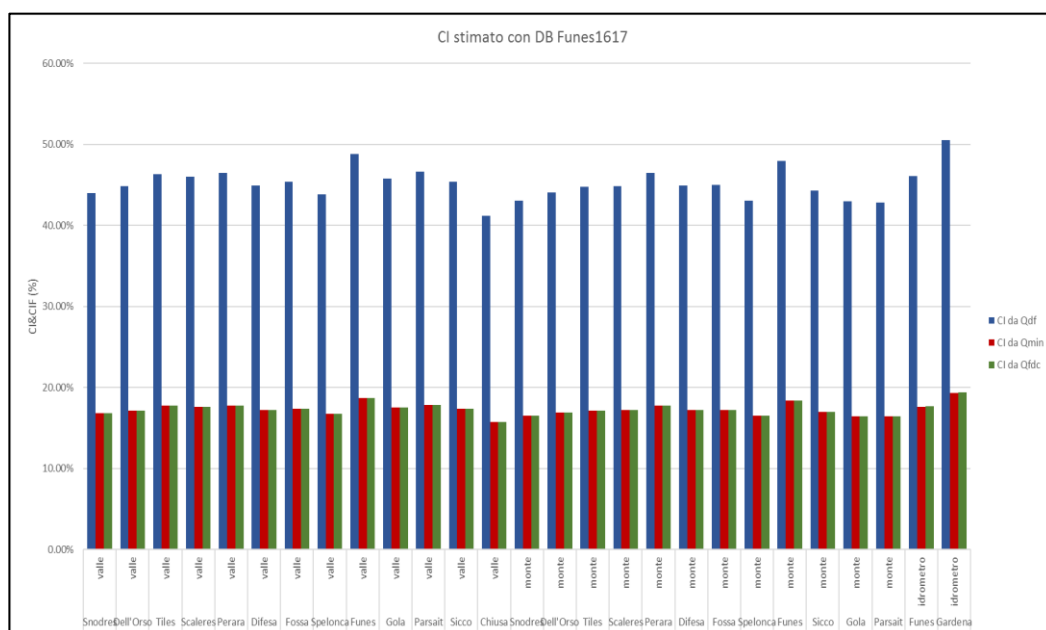


Figura 5.14 – Confronto tra i CI stimati a partire dal deflusso del Rio Funes (2016-2017). In blu i CI ottenuti con il metodo *DF*, in rosso con il metodo della portata media minima e in verde con il metodo FDC.

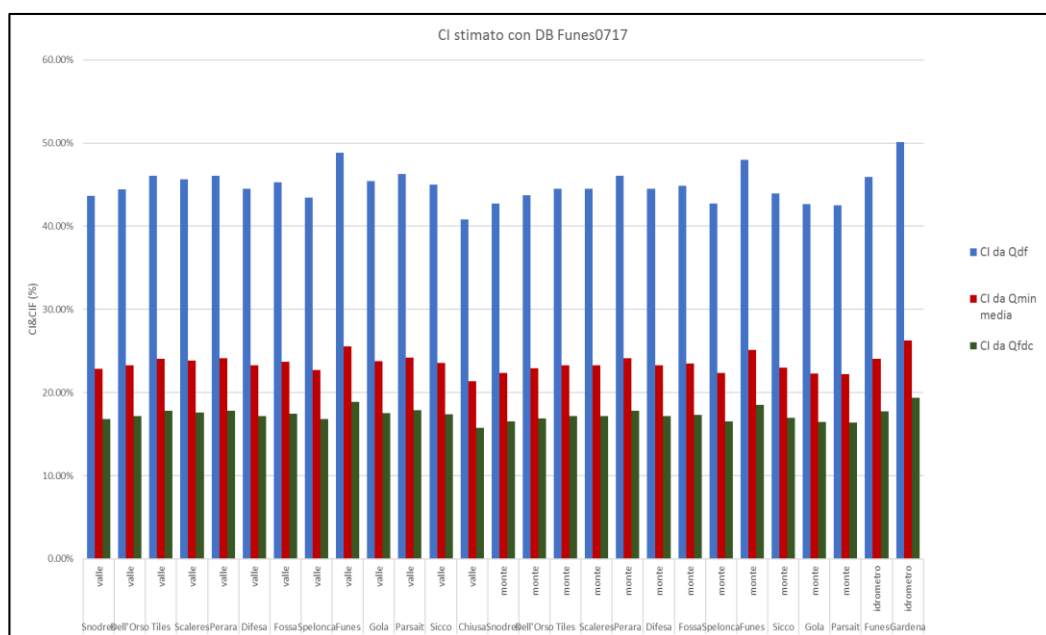


Figura 5.15 – Confronto tra i CI stimati a partire dal deflusso del Rio Funes (2007-2017). In blu i CI ottenuti con il metodo *DF*, in rosso con il metodo della portata minima e in verde con il metodo della FDC.

6 CONCLUSIONI

Lo studio svolto nel presente lavoro di tesi su alcuni bacini idrologici prospicienti alla Valle Isarco ha permesso di stimare valori sito-specifici del coefficiente di infiltrazione. Una caratterizzazione quantitativa di questo tipo rappresenta una metodologia alternativa all'utilizzo dei valori tabulati presenti in letteratura. Questa metodologia atta all'individuazione del suddetto parametro, ha visto l'applicazione di una serie di analisi di seguito riportate:

- analisi del regime climatico dell'area;
- analisi sul monitoraggio in continuo delle portate fluviali;
- analisi sul monitoraggio in discontinuo delle portate fluviali.

Attraverso l'analisi delle temperature e precipitazioni medie e annue, relative agli anni idrologici 2007-2017 e 2016-2017, sono stati individuati i valori degli afflussi entranti nel sistema considerato. Nello specifico oltre gli afflussi totali, sono state considerate le precipitazioni efficaci calcolate con il metodo di *Thornthwaite & Mather*, i cui valori mostrano una estrema sottostima per la valutazione dei CIP, indice del fatto che questo metodo non è consigliabile per la valutazione dell'evapotraspirazione potenziale in dominio alpino. In questo contesto sono consigliati altri modelli quali quello di *Hargreaves-Samani (1985)* o di *Penman-Monteith (1993)*; metodi che però richiedono l'acquisizione di altri parametri oltre la precipitazione e la temperatura. I dati di precipitazione ottenuti dai pluviometri ubicati prevalentemente sul fondovalle, non essendo in grado di rappresentare l'area nella sua totalità, sono risultati insufficienti al fine della ricostruzione di carte di piovosità. Per questo motivo è stata adottata la tecnica dei pluviometri fittizi, in cui sono stati inseriti i valori di precipitazione e temperature provenienti dalle rette di regressione quota-precipitazione e quota-temperatura ottenute considerando anche stazioni meteo in quota ma ubicate ben al di fuori dell'area di studio. L'insieme di tutti questi dati ha permesso una corretta ricostruzione della carta di piovosità, dai quali è stato stimato il valore degli afflussi. Il modello concettuale adottato per questo lavoro assume che mediamente in un anno idrologico il valore della ricarica e del deflusso di base circa coincidano.

Questo modello, *sensu Tòth*, trova conferma nell'idrochimica delle acque superficiali e sotterranee dal confronto tra gli idrogrammi sorgente-fiume, dall'andamento delle precipitazioni e temperature. La facies idrochimica bicarbonato-alcalina individuata, conferma che le acque di circolazione superficiale sono chimicamente giovani e di conseguenza appartenenti a flussi sotterranei poco profondi. Mentre con il confronto tra gli idrogrammi in continuo della Sorgente Gruberwiese-Schuettung, la principale di tutta l'area di studio, e del Rio Funes, mostra che il periodo di recessione è di norma lo stesso nelle sorgenti e nei fiumi. Quindi i monitoraggi in continuo del Rio Funes e del Torrente Gardena sono stati utilizzati per la valutazione del deflusso di base, calcolato attraverso tre metodologie: il metodo del filtraggio digitale (DF), il metodo della curva di durata (FDC) e il metodo della portata minima. I valori ottenuti dai tre metodi mostrano una variabilità non indifferente. La stima attraverso il *DF* presumibilmente tende a sovrastimare il valore del deflusso di base, poiché non è stato possibile valutare la componente del deflusso superficiale dovuta allo scioglimento nivale, a causa dell'assenza di dati rappresentativi che permettessero la separazione tra afflusso solido e afflusso liquido. Per questo motivo l'unica soluzione è stata quella di basarsi su valori medi del periodo di completo scioglimento del manto nevoso, ossia fine luglio (giustificabile in vista del raggiungimento del picco delle temperature). La calibrazione del parametro α del metodo DF ha permesso di posizionare, per i due idrogrammi fluviali, i colmi del deflusso di base in corrispondenza dei periodi di scomparsa del manto nivale; i valori di α utilizzati sono risultati pari a 0.995 per il Rio Funes e 0.994 per il Torrente Gardena. Gli altri due metodi riportano valori circa coincidenti, poiché misurati in base ai valori di portata minima registrata, il cui integrale per l'anno idrologico considerato permette di ottenere il deflusso di base. La discrepanza tra i tre deflussi ottenuti indentificano, pertanto, un campo di variabilità per il deflusso di base.

Dal monitoraggio in discontinuo di tutti i torrenti appartenenti ai 13 bacini idrologici individuati, sono stati ricostruiti i rispettivi idrogrammi al fine di stimare il deflusso di base loro appartenente. L'equazione di *Leopold (1964)*, che definisce una relazione esponenziale tra la portata di un fiume e l'area sottesa, è stata

utilizzata per il calcolo dei deflussi di base di tutti i torrenti, a partire da quelli individuati dal monitoraggio in continuo; l'attendibilità di questo metodo nell'area di interesse, è giustificata dalla elevata correlazione esistente tra portate dei torrenti e le loro aree, in quanto mostrano valori di R^2 sempre superiore a 0.8.

La determinazione degli afflussi e dei deflussi di base, ha permesso di stimare i coefficienti di infiltrazione (CI) e infiltrazione potenziale (CIP) sito-specifici. I valori di CIP ottenuti, considerando la sottostima delle precipitazioni efficaci, sono risultati inattendibili poiché pari, o superiori al 100%. Mentre i valori di CI variano da un minimo del 18% ad un massimo del 40%. La differenza è dovuta all'utilizzo di più valori di deflussi di base, che come precedentemente descritto sono stati valutati con metodi diversi. I valori di CI ottenuti con il metodo DF sono pari al 40% in tutti i bacini considerati, quelli ottenuti con i metodi della FDC e della portata minima restituiscono un valore pari a circa il 18%. Considerando che i deflussi di base calcolati identificano un intervallo di variabilità, si è preferito mediare i tre valori, al fine di restituire un valore unico. I valori rispettivamente ai metodi per il calcolo del deflusso, sono pari a 29%, 27% e 21%.

In conclusione, i valori dei coefficienti di infiltrazione ottenuti con questa metodologia ricadono all'interno dei range descritti nelle classificazioni presenti in letteratura (*Civita, 2005*): la ricarica per filladi varia tra 10% - 30%, per le vulcaniti tra 30%-40%, per successioni terrigene calcareo-marnose tra 15% - 50%. Il Bacino del Rio Funes, costituito per il 47% da rocce del basamento metamorfico, per il 36% da rocce sedimentarie e per 17% da vulcaniti, possiede un CI rappresentativo delle tre litologie. I bacini Parsait, Gola, Sicco, Snodres, Difesa, Orso, Scaleres, Tiles, Fossa, Spelonca e Chiusa sono costituiti da rocce di Basamento per cui il valore dei CI rappresentativi risultano coerenti con quelli della letteratura. In ultima anche il CI del Bacino Gardena, la cui litologia è sedimentaria, è concorde con la letteratura.

Il fatto che la letteratura definisca un range di possibili valori di ricarica per una determinata litologia evidenzia l'eterogeneità e anisotropia esistente negli acquiferi, fattore che in linea generale persiste nell'ambito geologico. La variabilità di questi fattori spesso si traduce in una stima non corretta del parametro investigato, creando

un'errata valutazione nell'ambito di carattere ambientale o geotecnico. Di conseguenza si dimostra che questa metodologia, coerente con i valori che la letteratura presenta, è in grado di restringere il campo di incertezza, ottenendo una stima sito-specifica di tale valore.

7 BIBLIOGRAFIA

ADLER S., CHIMANI B., DRECHSEL S., HASLINGER K., HIEBL J., MEYER V., RESCH G., RUDOLPH J., VERGEINER J., ZINGERLE C., MARIGO G., SILKE A. (2015) – Il clima del Tiriolo – Alto Adige – Bellunese. Zentralanstalt fur Meteorologie e Geodynamik (ZAMG), pp. 28 – 64.

APPLEBY V. (1970) – Recession flow and the baseflow problem. Water Resources Research, 6, pp. 1398-1403.

BARAZZUOLI P. e SALLEOLINI M. (1993) – L’acqua: risorsa, rischio e pianificazione. In “La storia naturale della Toscana meridionale”, a cura di: Giusti F., Amilcare Pizzi Editore, Cinisiello Balsamo (MI).

BARGOSSO G.M., D’AMICO C. e VISIONÀ D. (1979) – Hercynian plutonism in the southern Alps. A brief report, I.G.C.P. No 5 Newsletter, pp. 7-32.

CAMBRUZZI T., CONCHETTO E., FABBRI P., ZANGHERI P., MARCOLONGO E., ROSIGNOLI A. (2010) – Risorse idriche e bilancio idrogeologico.

CIVITA M. (2005), - Idrogeologia applicata e ambientale.

ENSER (2017) – Relazione geologica ed idrogeologica della Valle Isarco: “Capitolo inquadramento geologico e geomorfologico”.

FABBRI P. (2016) – Dispense del corso “Idrogeologia”. Università di Padova.

FOSTER S.S.D. (1998) – Groundwater recharge and pollution vulnerability of British aquifers: a critical overview. In “Groundwater pollution, aquifers recharge and vulnerability”, a cura di: Robins N.S. Eds., Geological Society, London, Spec. 130 Pub. 130, pp 7-22.

GARGINI A., PICCININI L., MARTELLI L., ROSSELLI S., BENCINI A., MESSINA A. e CANUTI P. (2006) – Idrogeologia delle unità torbiditiche: un modello concettuale derivato dal rilevamento geologico dell'Appennino Tosco – Emiliano e dal monitoraggio ambientale per il tunnel alta velocità ferroviaria Firenze – Bologna. Bollettino della Società Geologica Italiana, 125, pp. 293 – 327.

GARGINI A., VINCENZI V., PICCININI L., ZUPPI G. M., e CANUTI P. (2008) – Groundwater flow system in turbidites of Northern Apennines (Italy): natural discharge and high speed railway tunnels drainage. Hydrogeology Journal, 16, 8, pp. 1577 – 1599.

HALL F.R. (1968) – Baseflow recession - a review. Water Resources REsearch, 4 (5), pp 973-983.

HARGREAVES G. H. e SAMANI Z. A. (1983) – Reference crop evapotranspiration from temperature. Appl. Eng. Agric. 1 (2), pp. 96 – 99.

HERSCHY R. W (2009) – Streamflow measumerent.

HORTON R.E. (1933) – The role of infiltration in the hydrological cycle.

ISPRA (2013) – Linee guida per l'analisi e l'elaborazione statistica di base delle serie storiche di dati idrologici.

ITALFERR – Relazione geologica ed idrogeologica del progetto definitivo “Asse ferroviario Verona – Monaco; lotto 1 Fortezza – Ponte Gardena”.

KORKMAZ N. (1990) – The estimation of groundwater recharge from springs hydrographs. Hydrological Sciences Journal, 37, pp. 247 – 261.

KRASNY J., HRKAL Z. e BRUTHANDS J. (2003) – Proceedings of the International Conference on Groundwater in Fractured Rocks. Praga, settembre 2003, pp 466.

LEOPOLD L.B., GORDON WOLMAN M., MILLER J. P. (1964) – Fluvial process in Geomorphology.

MAILLET E. (1905) – Essai d'hydraulique souterranie et fluviale. Lib. Scient Herman, Paris.

MARAZZI S. (2006) – Atlante orografico delle Alpi SOIUSA. Editori Priuli e Verlucca.

MILLER M., JOHNSON H., SUSONG D., WOLOCK D. (2015) - A new approach for continuous estimation of baseflow using discrete water quality data: Method description and comparison with baseflow estimates from two existing approaches.

MINISTERO DELL'AMBIENTE E DELLA TUTELA DEL TERRITORIO – Piano Generale di Utilizzazione delle Acque Pubbliche – D.M. 15/02/2006.

NATHAN R.J. e MCMAHON T.A. (1990) - Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses: Water Resources Research, v. 26, no. 7, p. 1465-1473.

NEUNMAN S.P. (2005) – Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. Hydrogeology Journal, 13, 1, pp. 126 – 147.

PENMAN H.L. (1948) – Natural evaporation from opean water, bare soil and grass. Proc R. Soc. London, A 193, pp. 120 – 145.

SCANLON B.R., HEALY R.W. e COOK P.G. (2002) – Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, pp. 18-39.

PICCININI L., GARGINI A., MARTELLI L., VINCENZI V. (2012) – Alto Bacino del Fiume Montone.

PICCININI L. (2016) – Dispense del corso “Idrogeologia applicata”. Università di Padova.

SASSI F.P. e SPIESS R. (1993): The South Alpine metamorphic basement in the Eastern Alps. – In: Raumer, J.F. von & Neubauer, F. (eds.): *Pre Mesozoic Geology in the Alps*. – 599–607, Heidelberg (Springer).

SASSI F.P. e ZIRPOLI G. (1989) — The lithostratigraphic sequence in the Southalpine Basement of the Eastern Alps. In: F.P. Sassi and A. Zanferrari (Eds.), *Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Belts*: *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 12, 397-402.

SCOTTON P. (2015) – Dispense del corso “Idrologia & Idraulica”. Università di Padova.

SHAKEEL A., RAMASWAMY J. e ABDIN S. (2008) – Groundwater dynamics in hard rock aquifers. Springer (New York).

SMAKHTIN V.Y. (2001) – Low flow hydrology: a review. *Journal of Hydrology*, pp 147 – 186.

THORNTHWAITE C.W. e MATHER J.R. (1957) – Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. 10, (3), C.W. Thornthwaite Associates, Laboratory of Climatology, Elmer, NJ, USA.

TÓTH J. (1963) – A Theoretical Analysis of Groundwater flow in small drainage Basins.

VINCENZI V., GARGINI A. e GOLDSCHIEDER N. (2009) – Using tracer test and hydrological observation to evaluate effects of tunnel drainage in the Northern Apeninnes (Italy). Hydrogeology Journal, 17, 1 pp. 135 – 150.