UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II SCUOLA POLITECNICA E DELLE SCIENZE DI BASE

DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA, DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse XXXIV Ciclo

> Coordinatore del Corso di Dottorato Prof. Vincenzo Morra

Tesi di Dottorato di Ricerca in Idrogeologia Applicata

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei

Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella

Tutor

Prof. Vincenzo Allocca

Co-tutors

Prof. Pantaleone De Vita *Prof.* Diego Di Martire

Gennaio 2022

Dottoranda

Palmira Marsiglia

Riassunto

È nota l'importanza degli acquiferi carbonatici a scala globale in quanto essi ospitano importanti risorse idriche sotterranee e comprendono paesaggi ed ecosistemi naturali con bio e geodiversità. Per l'Italia meridionale, tali acquiferi costituiscono la principale fonte di approvvigionamento per il comparto potabile, industriale, irriguo e termo-minerale svolgendo un ruolo vitale per la conservazione degli ecosistemi fluviali dipendenti dalle acque sotterranee. A scala regionale, la variabilità climatica, correlata anche all'Oscillazione Nord Atlantica (NAO), genera ampia variabilità nella ricarica delle acque sotterranee e delle portate sorgive degli acquiferi carsici, riducendo la disponibilità idrica nella stagione estiva. Ciò può causare, soprattutto nelle aree fortemente urbanizzate, dove la richiesta idropotabile è elevata, condizioni di stress idrico per i sistemi acquedottistici da essi dipendenti e, rischi per l'agricoltura, l'industria e la salute pubblica. Pertanto, il miglioramento delle conoscenze scientifiche sui processi di ricarica e stime quantitative sempre più accurate dei volumi delle acque sotterranee in sistemi carsici, basate su approcci multiscalari, è una questione fondamentale per l'uso sostenibile e la gestione delle risorse idriche sotterranee in periodi di siccità e scenari di crisi idrica. Tale necessità è ancor più marcata se si considera che, da un lato, le risorse idriche degli acquiferi carbonatici sono, in gran parte, già captate ed utilizzate da sistemi acquedottistici regionali e interregionali del Sud Italia, dall'altro, sono sempre più minacciate da scenari di siccità, come quelli dell'ultimo ventennio, derivanti dalla riduzione e/o tropicalizzazione delle precipitazioni e dalla variabilità climatica di medio e lungo termine che caratterizza alcune regioni dell'Italia meridionale. Questa ricerca si basa su uno studio multiparametrico e multiscalare per meglio studiare e comprendere la variabilità dei processi di ricarica di numerosi acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale, alcuni di essi ritenuti strategici per l'alimentazione del sistema acquedottistico regionale ed interregionale.

La ricerca ha avuto come obiettivi principali: i) la stima della ricarica degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale a scala medio-annua mediante l'integrazione, in ambiente GIS, di dati terrestri e satellitari (dati di evapotraspirazione MODIS); ii) la stima della ricarica delle acque sotterranee, a scala di bacino, per l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella (Campania), a diverse scale temporali (dalla scala medio-annua, alla scala annua fino alla scala medio-mensile) attraverso l'applicazione di un approccio multimetodologico e di un nuovo modello idrogeologico concettuale 2D dell'acquifero; iii) l'analisi degli effetti, a scala regionale e locale, della NAO sui parametri idrologici del bilancio in acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale; iv) l'analisi della variabilità annuale della ricarica delle acque sotterranee dell'acquifero carsico dei Monti di Avella e la definizione di indicatori idrologici e pluviometrici per presagire crisi idriche per il sistema acquedottistico da esso alimentato; v) la stima del rischio idrico per alcune sorgenti alimentanti a gravità grandi sistemi acquedottistici dell'Appennino meridionale; vi) l'individuazione di alcune possibili strategie di gestione resiliente degli acquiferi carbonatici in scenari di crisi idrica, da sviluppare e sperimentare anche in ambito appenninico.

I risultati della ricerca evidenziano che l'uso integrato di diverse tipologie di dati e metodologie rappresenta un validissimo approccio per la stima e la modellazione dei processi di ricarica delle acque sotterranee in acquiferi carbonatici sia a scala regionale e medio-annua che a scala locale e medio-mensile. Infatti, tale approccio ha consentito, da un lato, di superare l'incertezza derivante dalla mancanza a quota elevata in aree carbonatiche, di serie storiche di dati idrologici e meteorologici e, dall'altro, di migliorare la risoluzione spaziale delle stime idrologiche. Inoltre, i risultati delle ricerche condotte mostrano che, nell'ultimo secolo, a scala regionale (per gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale) e a scala locale (per l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella), è stata individuata una complessa periodicità ciclica dei pattern dei parametri idrologici del bilancio, che è principalmente teleconnessa con la NAO, con effetti anche sulla ricarica delle acque sotterranee e sulle portate sorgive degli acquiferi carbonatici, evidenziando una buona correlazione per periodicità che vanno da scale temporali interannuali a quelle decennali, con la maggiore correlazione alla periodicità da 30 a 45 anni. A scala di bacino è stata individuata una forte variabilità delle precipitazioni e della ricarica delle acque sotterranee che raggiunge valori inferiori fino a -40% rispetto al valore medio (7.3 m³s⁻¹) e caratterizzata da una ciclicità di breve periodo da 3 a 5 anni. Lo studio delle precipitazioni alla scala di anno idrologico ha consentito, attraverso l'analisi delle cumulate di pioggia medie mensile degli ultimi 20 anni, di individuare e caratterizzare gli anni di crisi pluviometrica che hanno indotto

crisi idriche nell'ambito del servizio acquedottistico regionale. I risultati ottenuti hanno consentito di ottenere progressi nell'identificazione delle diverse configurazioni pluviometriche che possono indurre a scenari di crisi idrica rispetto all'anno idrologico medio e, di fornire, in netto anticipo, dei valori soglia di indici idrologici per la definizione di condizioni pluviometriche che possono innescare una potenziale crisi idrica, garantendo il tempo necessario per pianificare interventi strutturali e per rimodulare, potenziare l'attività di captazione e distribuzione della risorsa e, quindi, mitigare il rischio idrico. È stata proposta una procedura metodologica preliminare volta alla valutazione del rischio idrico per cinque sorgenti carsiche alimentanti a gravità importanti sistemi acquedottistici dell'Appenino meridionale. Il metodo si basa sul calcolo di indicatori idrogeologici per la stima del grado di vulnerabilità della sorgente e sul calcolo del fattore idrico di sicurezza e la definizione della durata critica in cui esso può perdurare per la stima del grado di pericolosità idrica relativa. I risultati ottenuti evidenziano che esiste un rischio idrico variabile, da basso a medio, per le sorgenti studiate, in relazione anche alle caratteristiche intrinseche dell'acquifero alimentante le diverse sorgenti. Infine, sono state individuate delle possibili strategie di intervento per implementare un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica connessi con la variabilità della ricarica, da sperimentare alla scala della singola opera di captazione e/o di bacino campione.

In conclusione, questo studio può costituire un approccio metodologico nuovo per la gestione integrata ed unitaria del sistema "acquifero-sorgente-rete di distribuzione", tale da rendere l'intera "filiera" della risorsa idrica più resiliente sia ai cambiamenti climatici di lungo periodo che alla variabilità pluviometrica e della ricarica di breve e medio periodo.

Parole chiave: acquiferi carbonatici, variabilità pluviometrica, variabilità della ricarica, crisi idrica, Italia meridionale.

Abstract

The importance of karst aquifers is known on a the global scale as they host important groundwater resources and include natural landscapes and ecosystems with bio and geodiversity. For Southern Italy, these aquifers form the main source of supply for the drinking, industrial, irrigation and thermo-mineral area, playing a vital role in the conservation of river ecosystems depending on groundwater. On a regional scale, climate variability, also related to the North Atlantic Oscillation (NAO), generates wide variability in groundwater recharge and spring discharge in karst aquifers, reducing water availability during summer season. This can cause, especially in highly urbanised areas – where the demand for drinking water is high – conditions of water stress for the aqueduct systems depending on them and risks to agriculture, industry and public health. Therefore, the improvement of scientific knowledge on recharge processes and increasingly accurate quantitative estimates of groundwater volumes in karst systems, based on multi-scalar approaches, is a fundamental issue for the sustainable use and management of groundwater resources in times of drought and water crisis scenarios. This need is even more marked if we consider that, on the one hand, the water resources of the karst aquifers are, for the most part, already tapped and used by regional and interregional aqueduct systems in Southern Italy, and on the other hand, they are increasingly threatened by drought scenarios, such as those of the last two decades, deriving from the reduction and/or tropicalization of precipitation and the medium- and long-term climatic variability that characterises some regions of Southern Italy. This research is based on a multi-parameter and multi-scalar study to better analyse and understand the variability of the charging processes of several karst aquifers in the Southern Apennines, some of which are considered strategic for the supply of the regional and interregional aqueduct system.

The main objectives of the research were: i) the estimation of groundwater recharge of the karst aquifers of the Southern Apennines at a mean annual scale by integration, in a GIS environment, of terrestrial and satellite data (MODIS evapotranspiration data); ii) the estimation of groundwater recharge, at the hydrogeological basin scale, for the Avella Mountains (Campania) karst aquifer, at different temporal scales (from the mean annual scale to the annual scale and mean monthly scale) through the application of a multi-methodological approach and a new 2D conceptual hydrogeological model of the aquifer; iii) the analysis of the effects, at a regional and local scale, of the NAO on the hydrological parameters of the balance in karst aquifers of the Southern Apennines; iv) the analysis of the annual variability of the groundwater recharge of the Avella Mountains karst aquifer and the definition of hydrological and pluviometric indicators useful for predicting water crises for the aqueduct system it supplies; v) the estimate of the water risk for some springs that supply large aqueduct systems of the Southern Apennines by gravity; vi) the identification of

some possible resilient management strategies for karst aquifers in water crisis scenarios, to be developed and tested also in the Apennine scope.

The outcomes highlight that the integrated use of different types of data and methodologies represents a very valuable approach for the estimation and modelling of groundwater recharge processes in karst aquifers, both on a regional and mean annual scale and on a local and mean monthly scale. In fact, this approach has led, on the one hand, to overcome the uncertainty resulting from the lack of historical series of hydrological and meteorological data in the Apennine carbonate mountainous areas, and, on the other, to improve the spatial resolution of hydrological estimates. Moreover, the outcomes show that, in the last century, on a regional scale - for the karst aquifers of the Southern Apennines - and on a local scale – for the karst aquifer of the Avella Mountains –, a complex cyclical periodicity of the patterns of the hydrological parameters of the balance has been identified, which is mainly teleconnected with the NAO, with effects also on the groundwater recharge and on the spring discharge of karst aquifers; pointing out a good correlation for periodicity ranging from interannual to ten-year time scales, with higher correlation to periodicity from 30 to 45 years. At the hydrogeological basin scale a strong variability of precipitation and groundwater recharge has been identified, which reaches lower values up to -40% compared to the average value (7.3 m^3s^{-1}) and characterized from a short-term cyclicity of 3 to 5 years. The study of precipitation at the hydrological year scale allowed to identify and characterize the years of pluviometric crisis that led to water crises in the management of the regional aqueduct service through the analysis of the cumulative average monthly rainfall of the last 20 years. The outcomes made it possible to achieve progress in identifying the different pluviometric configurations that can lead to water crisis scenarios compared to the average hydrological year and to provide, in advance, idrological index threshold values for defining pluviometric conditions that can trigger a potential water crisis, ensuring the time required to plan structural interventions and to remodel, strengthen the activity of water collection and distribution of the resource and thus mitigate the water risk. A preliminary methodological procedure has been proposed aimed at the water risk assessment of five karst springs that supply large aqueduct systems of the Southern Apennines by gravity. The method is based on the calculation of hydrogeological indicators to estimate the vulnerability degree of the spring and on the calculation of the water factor of safety and the definition of the critical duration in which it can persist to estimate the relative water hazard degree. The outcomes highlight that there is a variable water risk, from low to medium, for the springs studied, also in relation to the intrinsic characteristics of the aquifer that supply the various springs. Lastly, possible intervention strategies have been identified to implement an aquifer resilient management system in water crisis scenarios related to recharge variability, to be tested at the scale of an individual captation and/or sample basin.

In conclusion, this study may constitute a new methodological approach for the integrated and unitary management of the "aquifer-spring-distribution network" system, to make the entire water resource "supply chain" more resilient to both long-term climate change and short- and medium-term pluviometric and recharge variability.

Keyword: karst aquifer, pluviometric variability, groundwater recharge variability, water crisis, Southern Italy.

Indice

1.	Introduzione	6
2.	Aree di studio	8
	2.1. Acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale	8
	2.2. Acquifero carbonatico dei Monti di Avella	12
3.	Dati e metodi	17
	3.1. Dati cartografici e idrogeologici	17
	3.2. Dati idrologici	17
	3.3. Dati satellitari	17
	3.4. Metodi di stima dell'evapotraspirazione	18
	3.5. Metodi di stima del coefficiente di ricarica	19
	3.6. Metodi di stima della ricarica delle acque sotterranee	19
	3.7. Metodi di stima degli indici idrologici	20
	3.8. Metodo di stima del pluviometric curvature coefficient	21
	3.9. Metodo di stima del seasonal and monthly pluviometric gradient	21
	3.10. Metodo di stima del rischio idrico	22
4.	Risultati	25
	4.1. Stima dell'evapotraspirazione e della ricarica di acquiferi carbonatici dell'Appennino	
	meridionale mediante dati terrestri e satellitari	25
	4.2. Modello idrogeologico concettuale e bilancio idrologico dei Monti di Avella	44
	4.3. Effetti, a scala regionale e locale, della NAO sul bilancio idrologico degli acquiferi	
	carbonatici dell'Appennino meridionale	57
	4.4. Un multi-approccio per la stima della ricarica delle acque sotterranee dei Monti di Avella .	74
	4.5. Variabilità della ricarica delle acque sotterranee e scenari di crisi pluviometrica per	
	l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella 1	07
	4.6. Stima del rischio idrico per sorgenti alimentanti grandi sistemi acquedottistici	
	dell'Appennino meridionale1	23
	4.7. Possibili strategie di gestione resiliente degli acquiferi carbonatici in scenari di crisi idrica 1	.32
5.	Considerazioni conclusive1	44
6.	Bibliografia	.46
Ri	ngraziamenti1	.53

1. Introduzione

In molte aree del mondo, gli acquiferi carbonatici ospitano importanti risorse idriche sotterranee comprendono paesaggi ed ecosistemi naturali con bio e geodiversità (Goldscheider, 2019). Per l'Italia meridionale, gli acquiferi carbonatici costituiscono la principale fonte di approvvigionamento e, per il comparto potabile, industriale, irriguo e termo-minerale (Celico, 1983; Allocca et al., 2007), svolgono un ruolo vitale per la conservazione degli ecosistemi fluviali dipendenti dalle acque sotterranee (Allocca, Manna & De Vita, 2014). A scala regionale, la variabilità climatica, correlata anche all'Oscillazione Nord Atlantica (De Vita et al., 2012), genera ampia variabilità nella ricarica delle acque sotterranee e delle portate sorgive degli acquiferi carsici, riducendo la disponibilità idrica nella stagione estiva. Ciò può causare, soprattutto nelle aree fortemente urbanizzate, dove la richiesta idropotabile è elevata, condizioni di suscettibilità allo *stress* idrico per i sistemi acquedottistici da essi dipendenti e, rischi per l'agricoltura, l'industria e la salute pubblica. Pertanto, il miglioramento delle conoscenze scientifiche sui processi di ricarica e stime quantitative sempre più accurate dei volumi delle acque sotterranee in sistemi carsici, basate su approcci multiscalari, è una questione fondamentale per l'uso sostenibile e la gestione delle risorse idriche sotterranee in periodi di siccità e scenari di crisi idrica.

Tali necessità sono ancor più marcate se si considera che, da un lato, le risorse idriche degli acquiferi carbonatici sono, in gran parte, già captate ed utilizzate da sistemi acquedottistici regionali e interregionali del Sud Italia (Allocca et al., 2007), dall'altro, sono sempre più minacciate da scenari di siccità, come quelli dell'ultimo ventennio, derivanti dalla riduzione e/o tropicalizzazione delle precipitazioni (Mazzarella, 1999) e dalla variabilità climatica di medio e lungo termine che caratterizza alcune regioni dell'Italia meridionale (De Vita et al., 2012).

A scala regionale, le conoscenze idrogeologiche sugli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale sono avanzate negli ultimi cinquanta anni, grazie agli studi sperimentali effettuati nell'ambito del Progetto Speciale 29 dalla Cassa per il Mezzogiorno (Celico, 1983) e alle numerose ricerche condotte sul campo da diverse Università, Enti di Ricerca e soggetti privati e pubblici. Dette conoscenze idrogeologiche riguardano la modellazione idrogeologica cartografica a scala regionale e di bacino (Allocca et al., 2007; De Vita et al., 2018), l'analisi degli effetti indotti dalla variabilità climatica sui processi di ricarica e sulle portate sorgive (De Vita et al., 2012), la stima dei coefficienti di ricarica di acquiferi carbonatici, dalla scala regionale a quella locale, dalla scala medio-annua e mensile a quella del singolo episodio pluviometrico (Allocca, Manna & De Vita, 2014; Allocca et al., 2015), l'analisi del ruolo delle faglie sulla circolazione idrica sotterranea e del comportamento idraulico dell'epicarso (Petrella, Capuano & Celico, 2007; Petrella, Falasca & Celico, 2008; Celico et al., 2010) lo studio di lunghe serie di portata sorgiva per l'analisi di periodi di siccità (Fiorillo, 2009; Fiorillo & Guadagno, 2012; Fiorillo, 2013) i processi di contaminazione microbica delle acque carsiche (Celico, Musilli & Naclerio, 2004; Naclerio et al., 2008) e la vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi (Tufano et al., 2020).

Inoltre, negli ultimi decenni, in Europa e in Italia, la gestione delle risorse idriche sotterranee ha compiuto notevoli progressi anche dal punto di vista normativo, in seguito all'attuazione di norme comunitarie (2000/60/CE e 2006/118/CE) ed all'emanazione ed applicazione di norme nazionali (D.Lgs. 152/2006, D.Lgs. 30/2009 e DM 260/2010) che hanno delineato i criteri per l'identificazione e la caratterizzazione dei corpi idrici sotterranei, come anche la definizione di nuove modalità di classificazione dello stato quantitativo delle acque sotterranee. In aggiunta, tale quadro normativo prevede che la corretta gestione delle risorse idriche sia oggetto di pianificazione settoriale, ovvero di competenza delle Regioni e delle Autorità di Bacino Distrettuali, rispettivamente per la scala regionale e di distretto idrografico, attraverso la predisposizione dei Piani di Tutela delle Acque e dei Piani di Gestione delle Acque. Tuttavia, lo stesso quadro normativo appare carente per ciò che riguarda la conoscenza, prevenzione e la gestione del rischio connesso a periodi di crisi idrica

(rischio idrico), indotti dalla variabilità interannuale e pluriennale della ricarica delle acque sotterranee degli acquiferi carbonatici.

Proprio nell'ambito della gestione delle risorse idriche, numerosi Enti acquedottistici dell'Italia meridionale, spesso, non hanno gli strumenti di conoscenza di base efficaci per rendere il sistema acquedottistico più resiliente agli scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità annuale delle precipitazioni e della ricarica. Infatti, anche negli ultimi anni, in piena emergenza pandemica da COVID-19, in Campania ed in altre regioni del Sud Italia si sono manifestate emergenze idriche (non ultima quella dell'estate 2020) connesse con la variabilità climatica e alla conseguente mancanza di risorse sorgive disponibili per l'alimentazione dei sistemi di rete, con gravi ripercussioni dal punto di vista economico, sociale e della salute pubblica per le popolazioni coinvolte.

Sulla base di queste evidenze scientifiche, il programma di dottorato di ricerca di carattere industriale ha sviluppato uno studio multiparametrico (mediante l'integrazione di dati idrologici terrestri e satellitari) e multiscalare (a diverse scale spazio-temporali) per meglio studiare e comprendere la variabilità dei processi di ricarica di numerosi acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale, alcuni di essi ritenuti strategici per l'alimentazione del sistema acquedottistico regionale ed interregionale. La ricerca, quindi, ha avuto come obiettivi principale:

- * la stima dell'evapotraspirazione e della ricarica degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale a scala medio-annua mediante l'integrazione, in ambiente GIS, di dati terrestri e satellitari (dati di evapotraspirazione MODIS);
- * la stima della ricarica delle acque sotterranee, a scala di bacino, per l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella (Campania), a diverse scale temporali (dalla scala medio-annua, alla scala annua fino alla scala medio-mensile) attraverso l'applicazione di un approccio multimetodologico e di un modello concettuale 2D dell'acquifero aggiornato con nuovi dati cartografici e di campo;
- * l'analisi degli effetti, a scala regionale e locale, dell'Oscillazione Nord Atlantica (NAO) sui parametri idrologici del bilancio in acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale;
- l'analisi della variabilità annuale della ricarica delle acque sotterranee dell'acquifero carsico dei Monti di Avella e la definizione di indicatori idrologici e pluviometrici che possono far presagire crisi idriche per il sistema acquedottistico da esso alimentato utili per la previsione delle crisi idriche;
- * la stima preliminare del rischio "idrico" per sorgenti alimentanti a gravità grandi sistemi acquedottistici dell'Appennino meridionale;
- * l'individuazione di alcune possibili strategie di gestione resiliente degli acquiferi carbonatici in scenari di crisi idrica, da sviluppare e sperimentare anche nell'ambito appenninico.

Il dottorato di ricerca è stato svolto in collaborazione con il *Morwick G360 Groundwater Research Institute* dell'Università di Guelph, Guelph, Canada (*partner* universitario) e con la GORI S.p.A., Napoli (*partner* industriale), Ente gestore del Servizio Idrico Integrato del Distretto Sarnese-Vesuviano della regione Campania con un bacino di utenza di circa 1.500.000 abitanti.

La restante parte della tesi di dottorato è così strutturata. Nel Capitolo 2 sono descritte le principali caratteristiche idrogeologiche, geomorfologiche e climatiche delle aree di studio, a scala regionale, per l'Appennino meridionale, e alla scala di bacino, per l'acquifero carbonatico campione dei Monti di Avella. Nel Capitolo 3 sono elencati i dati numerici e cartografici utilizzati e descritti i metodi applicati per: i) la stima della ricarica alle diverse scale spazio-temporali, ii) la definizione degli indicatori pluviometrici innescanti crisi idriche per l'acquifero dei Monti di Avella, e, iii) la stima del rischio idrico per alcune sorgenti carsiche alimentanti grandi sistemi acquedottistici dell'Italia meridionale. Nel capitolo 4 sono riportati i risultati della ricerca, suddivisi in *papers* (nei diversi paragrafi dal 4.1 al 4.7), alcuni dei quali già oggetto di pubblicazioni su riviste scientifiche internazionali e partecipazione a convegni. Infine, nel Capitolo 5 sono riportate le considerazioni conclusive per ciascun *topic* trattato.

2. Aree di studio

2.1. Acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale

L'Appennino meridionale è caratterizzato da una struttura articolata e complessa derivante dall'impilamento di numerose unità stratigrafico-strutturali che sono riconducibili alla deformazione di unità paleogeografiche preesistenti deformate ed impilate durante l'orogenesi Miocenica (Patacca & Scandone, 2007; Scrocca, 2010; Vitale & Ciarcia, 2018). I rilievi carbonatici ricoprono una superficie di circa 8.560 km² e dal punto di vista litostratigrafico sono caratterizzati da dolomie triassico-liassiche, calcari giurassici e calcari marnosi della serie di piattaforma carbonatica mesozoica (Fig. 2.1).



Figura 2.1 – Carta geologica dell'Appennino meridionale (Vitale & Ciarcia, 2018).

Dato l'assetto geologico-strutturale dell'Appennino meridionale, i diversi massicci carbonatici si rinvengono giustapposti ad unità litostratigrafiche, a bassa permeabilità, appartenenti alle unità *flyschiodi* di bacino *pre-* e *sin-* orogeniche. Queste successioni, spesso, delimitano lateralmente e alla base, fungendo da *aquitard* o *aquiclude*, i singoli massicci carbonatici, isolandoli dal punto di vista idrogeologico, sia dagli altri rilievi carbonatici, sia da domini circostanti, favorendo, altresì, il recapito delle acque sotterranee in aree sorgive ben localizzate (Fig. 2.2).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 2.2 – Carta idrogeologica dell'Italia meridionale (Allocca et al., 2007).

Nell'area di studio, estesa su sette regioni (Lazio, Abruzzo, Molise, Campania, Basilicata, Puglia e Calabria), si individuano 40 acquiferi carsici (Fig. 2.3).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 2.3 – Carta dei principali acquiferi carsici dell'Appennino meridionale (Ruggieri et al., 2021). (1) Unità idrogeologiche calcaree e calcareo-dolomitico di serie di piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (2) Unità idrogeologiche dolomitiche di serie di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (3) Unità idrogeologiche calcareo-marnose della serie del bacino esterno (Triassico-Paleogene); (4) centri vulcanici (PlioceneQuaternario); (5) sorgenti basali principali degli acquiferi carsici; (6) vulcani; (7) limiti regionali.

Data l'estrema vicinanza ai diversi centri vulcanici della provincia magmatica laziale-campanolucana, i rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale sono, spesso, ricoperti da spessori variabili di depositi piroclastici da caduta (De Vita, Agrello & Ambrosino, 2006; De Vita & Nappi, 2013) a prevalente granulometria sabbioso-limosa (Fig.2.4a) derivanti da eruzioni avvenute durante il Quaternario e la cui presenza condiziona fortemente i processi di ricarica (Allocca et al., 2015; Fusco & De Vita, 2017), lo sviluppo dell'epicarstico (Petrella, Capuano & Celico, 2007; Celico et al., 2010), il chimismo delle acque sotterranee (Boschetti et al., 2014) e il trasporto di contaminanti microbici (Celico, Musilli & Naclerio, 2004; Naclerio et al., 2008). A questa scala, dal punto di vista della tipologia di uso del suolo (Fig.2.4b), nell'ambito dei rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale, si individuano quattro principali classi: bosco, pascolo e prateria, aree urbane e zone carbonatiche affioranti (Allocca, Manna & De Vita, 2014). Dal punto di vista geomorfologico, i rilievi carbonatici dell'area di studio sono costituiti da versanti che presentano pendenze medie intorno ai 30-35° formatisi dall'evoluzione morfologica di originarie scarpate di faglia (Brancaccio et al., 1978) (Fig. 2.4c). Spesso si rinvengono ampi *plateaux* sommitali, con pendenze minori del 5%, conche endoreiche, polje, campi doliniformi e inghiottitoi, anche di notevoli dimensioni (Bull, 2008; Allocca, Manna & De Vita, 2014). Oltre alle forme carsiche epigee (Fig. 2.4), sono molto diffuse anche le fenomenologie carsiche ipogee (pozzi e condotti carsici), sviluppatesi durante il Quaternario, che a loro volta influenzano sia i processi di ricarica, diretta e secondaria, sia i processi di circolazione idrica sotterranea (Fig. 2.4d).



Figura 2.4 - (a) Mappa della tessitura dei suoli ricoprenti i versanti carbonatici dell'area di studio. (i e ii) confine idrogeologico e numero identificativo degli acquiferi carsici. (1) suolo argilloso-sabbioso; (2) suolo sabbioso-argilloso; (3) suolo sabbioso; (4) area senza suolo. (b) Mappa dell'uso del suolo. (1) bosco; (2) pascolo e praterie; (3) area urbana; (4) affioramento rocce carbonatiche. (c) Analisi di frequenza della distribuzione delle diverse classi di pendenza dei versanti carbonatici degli acquiferi carsici. Distribuzione cumulativa del singolo acquifero carsico (linea colorata); Distribuzione cumulativa media (linea nera tratteggiata); Distribuzione di frequenza media (istogramma). (d) Mappa delle aree degli altipiani sommitali e dei bacini idrografici endoreici. (1) limiti dello spartiacque endoreico (Allocca, Manna & De Vita, 2014).

Dal punto di vista climatico, l'Appennino carbonatico meridionale è caratterizzato da un clima che varia dal tipo mediterraneo (Csa), per il settore costiero, ad un clima mite mediterraneo (CSb) nelle aree interne (Geiger, 1954). La variabilità climatica, di medio-lungo periodo, per questo settore del bacino del Mediterraneo è fortemente condizionata dall'Oscillazione Nord Atlantica (NAO), con periodi freddi e umidi caratterizzati da valori di precipitazione superiore alla media, e periodi secchi con scarse precipitazioni (De Vita et al., 2012). La distribuzione spaziale delle precipitazioni medio-

annue è, inoltre, fortemente influenzata dall'orografia della catena montuosa appenninica (Henderson-Sellers & Robinson, 1896) che condiziona la distribuzione e la circolazione delle masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno. Procedendo da ovest verso est, si registrano precipitazioni orografiche (Roe, 2005; Houze Jr., 2012), con valori massimi di 1700-2000 mm^{-a}, in corrispondenza dello spartiacque appenninico. Ad est di quest'ultimo, le precipitazioni medio-annue diminuiscono fino a valori di 700-900 mm^{-a}. La temperatura minima media annua, con valori di 10-12 °C, si registra lungo il crinale appenninico, mentre i valori di 12-13 °C e 13-15 °C si registrano, rispettivamente, nelle pianure circondate da montagne e nella zona costiera.

2.2. Acquifero carbonatico dei Monti di Avella

L'acquifero carbonatico sperimentale dei Monti di Avella occupa un'area di circa 370 km² e costituisce uno dei principali sistemi acquiferi della Campania (Allocca, Manna & De Vita, 2014). I rilievi comprendenti l'acquifero dei Monti di Avella sono costituiti in affioramento, principalmente da calcari e calcari dolomitici cretacico-giurassici e subordinatamente da dolomie triassiche, appartenenti alla Piattaforma Appenninica (carbonati di mare basso) (Vitale & Ciarcia, 2018). Le rocce carbonatiche sono suddivise da un complicato reticolo di faglie e fratture, le cui orientazioni preferenziali sono quelle NE-SW, SW-NE, N-S ed E-W. La struttura idrogeologica è limitata a nord-est dal contatto tettonico con i depositi poco permeabili arenaceo-argillosi, appartenenti alle unità litostratigrafiche neogeniche pre- e tardo orogene; a nord-ovest, i terreni carbonatici sono limitati dai depositi detritico-piroclastico-alluvionali della Piana dell'Isclero e della Valle di Maddaloni, da poco a mediamente permeabili; a sud, il limite è marcato da depositi piroclastici della Piana Campana, al di sotto dei quali è ribassato il substrato carbonatico; a sud-est, infine, i rilievi sono definiti dalla Valle del torrente Solofrana, dove affiorano depositi detritico-piroclastico-alluvionali, da poco a mediamente permeabili (Civita, De Riso & Nicotera, 1970; Celico & de Riso, 1978).



Figura 2.5 – Schema idrogeologico dei Monti di Avella e di Sarno (da Celico & de Riso, 1978, mod.). Legenda: 1) complesso piroclastico alluvionale della Piana Campana a permeabilità medio alta; 2) complesso terrigeno

(Argille Varicolori e *flysh* marnoso-calcareo) impermeabile; 3) complesso carbonatico ad alta permeabilità; 4) sovrascorrimento; 5) faglia normale; 6) sorgenti importanti e minori; 7) direzioni di flusso principale della falda.

Le principali sorgenti della struttura idrogeologica attualmente tutte captate sono siuate al margine sud-occidentale con la Piana Campana, dove sono presenti le quote più basse dell'acquifero fratturato e carsificato a contatto con la cintura impermeabile (Nicotera & Civita, 1969; Civita & Nicotera, 1969). Le emergenze delle acque sotterranee erano concentrate in due siti, entrambi a quote prossime ai 30 m s.l.m.: il gruppo sorgivo di Cancello con le sorgenti di Mefito e Calabricito, per il quale negli anni '70 si registrava una portata di circa 1,30 m³s⁻¹, ed il gruppo di Sarno con le sorgenti di Santa Maria La Foce, Mercato e Palazzo, Cerola, Santa Marina di Lavorate e San Mauro, per il quale negli anni '70 si registrava una portata di circa 9,40 m3s-1. Scaturigini di minore portata (qualche decimo di m³s⁻¹), peraltro a regime molto variabile, sono presenti nella Valle del torrente Solofrana (sorgenti Lauro e Labso). Ulteriori recapiti della struttura idrogeologica sono rappresentati da travasi idrici sotterranei verso l'acquifero della Piana Campana, laddove sono presenti coltri detritico-piroclastiche, relativamente più permeabili, al passaggio tra i due acquiferi. Sebbene sia stata riconosciuta un'unica falda di base nell'acquifero carbonatico, per spiegare l'ubicazione dei due principali gruppi sorgivi è stato ipotizzato un deflusso idrico sotterraneo compartimentato in più sub-strutture (Civita, De Riso & Nicotera, 1970; Celico & de Riso, 1978). Si ritiene, in particolare, che l'insieme si comporti come serbatoi in serie, con l'alto idrogeologico corrispondente con l'alto strutturale posto più a nord-est e due principali direzioni di flusso, una orientata verso il gruppo sorgivo di Cancello ed un'altra verso il gruppo sorgivo di Sarno e che cioè, all'interno del massiccio carbonatico, la circolazione idrica sotterranea sia condizionata principalmente dal suo assetto strutturale. Tuttavia, le discontinuità tettoniche più importanti orientate NW-SE (ovvero quelle che inducono una riduzione della permeabilità delle rocce, come per esempio la faglia inversa Monteforte Irpino-Baiano) non esercitano un'efficace azione di tamponamento sulle acque sotterranee delle diverse sub-strutture riconoscibili. Dette discontinuità, al più, danno luogo all'approfondimento dei circuiti idrici sotterranei, responsabili del maggior grado di mineralizzazione delle acque del gruppo sorgivo di Cancello (Celico et al., 1980). Così come di Appennino meridionale, il regime delle precipitazioni varia dal tipo mediterraneo al sublitorale appenninico (Bandini, 1931), si registra un massimo di precipitazione in autunno-inverno e un minimo in estate. La distribuzione della piovosità dell'acquifero è controllata principalmente dalla sua orografia che funziona da barriera contro le masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno. A scala locale la temperatura media dell'aria è superiore rispetto a quella registrata a scala appenninica e si attesta su valori medi di circa 15°C.

Dal punto della gestione della risorsa idrica sotterranea l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella ricade a cavallo delle cinque province della regione Campania (Avellino per il 63%, Benevento per il 4%, Caserta per il 6%, Napoli per il 14% e Salerno per il 14%; Fig .2.6) che, tra l'altro, regolano le concessioni per piccole derivazioni per i diversi usi e, fa parte di tre ambiti distrettuali per la gestione del servizio idrico integrato per la regione Campania (Fig. 2.6): ambito distrettuale Sarnese-Vesuviano (1.458.148 abitanti) per il 29%; ambito distrettuale Calore Irpino (700.006 abitanti) per il 65% ed ambito distrettuale Terra Lavoro (924.166 abitanti) per il 6%.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella



Figura 2.6 – Province (a sinistra) ed Ambiti distrettuali (a destra) per la gestione ottimale del servizio idrico della regione Campania.

Inoltre, la captazione e l'utilizzo delle acque sotterranee dell'acquifero dei Monti di Avella, ai fini idropotabili, risulta essere molto eterogeno in quanto effettuato da numerosi enti acquedottistici di rilevanza regionale, provinciale e comunale (Fig.2.7): Acqua bene Comune (ABC) Napoli, Acquedotto Campania Occidentale, Alto Calore Servizi S.p.A., i comuni di Avella e Baiano e Gestione Ottimale della Risorsa Idrica (GORI) S.p.A. Pertanto, l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella essere o una risorsa condivisa e governata da numerosi Enti ed Istituzione può essere considerato un esempio di *local transboundary aquifer* in ambito appenninico.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 2.7 – Enti acquedottistici regionali, provinciali e comunali gestori della risorsa idrica sotterranea dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella.

L'acquifero rappresenta per la GORI S.p.A., Ente gestore del servizio idrico integrato dell'Ambito distrettuale Sarnese-Vesuviano (*ex* ATO3), una risorsa strategica, in quanto fornisce al sistema acquedottistico circa l'80% del volume di acqua immesso in rete e distribuito tra i 76 comuni della provincia di Napoli e Salerno, per un totale di circa 1,5 milioni di abitanti. Allo stesso tempo, l'acquifero dei Monti di Avella costituisce una risorsa ambientale da proteggere perché ricade all'interno due parchi regionali (il Parco Regionale del Fiume Sarno e il Parco Regionale del Partenio), ospita tre siti di interesse comunitario (SIC; Dorsale dei Monti del Partenio, Pietra Maula, Monti di Lauro) (Fig. 2.8); ed è parte di tre comunità montane (del Taburno, Irno-Solofrana e Partenio-Valle di Lauro) e del consorzio di bonifica integrale Comprensorio Sarno (bacini del Sarno, dei torrenti vesuviani e dell'Irno) (Fig. 2.9).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 2.8 - Parchi regionali e Siti di Interesse Comunitario ricadenti a cavallo dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella.



Figura 2.9 – Comunità montana e Consorzio di Bonifica ricadenti a cavallo dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella.

Infine, l'acquifero dei Monti di Avella costituisce, nell'ambito delle attività di pianificazione e di prevenzione in materia di risorse idriche del Distretto Idrografico dell'Appennino Meridionale, un corpo idrico sotterraneo da preservare, anche per la salvaguardia del deflusso minimo vitale in alveo dei fiumi Sarno e Volturno e la protezione degli ecosistemi da essi dipendenti.

3. Dati e metodi

La ricerca è stata sviluppata attraverso la raccolta, l'analisi ed il processamento di dati (*free-open*) idrologici, rilevati a terra e da satellite, di dati cartografi e idrogeologici, a diverse scale spazio-temporali, che di seguito vengono brevemente elencati, insieme ai metodi applicati. Una descrizione più dettagliata sia dei dati che dei metodi utilizzati, alle diverse scale spaziali e temporali, è riportata nei diversi paragrafi del capitolo dei risultati.

3.1. Dati cartografici e idrogeologici

I dati cartografici utilizzati per lo sviluppo dell'intera tesi sono di seguito elencati:

- Modello digitale di elevazione (DEM) con una risoluzione di 20 × 20 m;
- Cartografia Tecnica Regionale della regione Campania (CRT) in scala 1: 5.000;
- Carte topografiche dell'istituto Geografico Militare italiano (IGM) in scala 1: 25.000;
- Carta geologica del progetto CARG, in scala 1: 50.000 (Fogli n. 431 Caserta Est, 432 Benevento, 448 Ercolano, 449 Avellino, 466-485 Sorrento-Termini, 467 Salerno);
- Carta idrogeologica dell'Italia meridionale in scala 1:250.000 (Allocca et al., 2007; De Vita et al., 2018);
- Carta del progetto Corine Land Cover 2018 (<u>http://land.copernicus.eu/</u>);
- Carta dei Sistemi di Terra della Regione Campania in scala 1:250.000 (Di Gennaro, 2002);
- Carta della Natura della Campania in scala 1: 25.000;
- Carta dell'Indice di Vegetazione Annuale Normalizzato (NDVI) (https://lpdaac.usgs.gov).

3.2. Dati idrologici

I dati idrologici rilevati a terra acquisiti, implementati in ambiente GIS ed utilizzati nell'ambito della ricerca sono qui di seguito elencati:

- serie temporale dell'Indice invernale dell'Oscillazione Nord Atlantica (NAOI) calcolato dai record delle stazioni barometriche di Lisbona (Portogallo) e Stikkishlomur (Islanda); (https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/nao_station_djfm.txt);
- dati termo-pluviometrici dal 1921 al 1999 registrati della rete di monitoraggio del Servizio Idrografico Mareografico Nazionale (SIMN), attuale Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), per un numero totale di 266 stazioni pluviometriche e 150 stazioni termometrici ricadenti nelle regioni Abruzzo, Molise, Lazio meridionale, Campania e Basilicata;
- dati termo-pluviometrici dal 2000 al 2021 registrati della rete di monitoraggio del Centro Funzionale Multirischi dell'Agenzia Regionale della Protezione Civile (http://centrofunzionale.regione.campania.it/#/pages/dashboard) per un numero totale di 23 stazioni pluviometriche e 11 stazioni termometrici ricadenti nell'area dei Monti di Avella.

3.3. Dati satellitari

I dati satellitari utilizzati per lo sviluppo della ricerca sono i dati di evapotraspirazione reale (dati AET MODIS), telerilevati su scala temporale di 8 giorni e scala spaziale con risoluzione 500 m. Nello specifico il MODIS (o Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) è uno strumento installato a bordo dei satelliti Terra (originariamente noto come EOS AM-1) e Aqua (originariamente noto come EOS PM-1) della NASA lanciati nel 1999 e nel 2002, per rilevare dati atmosferici (grezzi e derivati) e terrestri (e ricavare, attraverso l'applicazione di sofisticati algoritmi (Monteith, 1965; Mu & Zhao, 2011) (Monteith, 1965; Mu & Zhao, 2011) l'evapotraspirazione reale (AET) (https://search.earthdata.nasa.gov/search/granules?p=C1000000524-LPDAAC_ECS&q=MOD16A2&m=39.95727539062501!14.422851562500002!7!1!0!0%2C2&fp=Terra &tl=1554639630!4).

3.4. Metodi di stima dell'evapotraspirazione

I metodi utilizzati per la stima dell'evapotraspirazione reale, alla scala regionale e locale, sono quattro. Il primo metodo si è basato sull'utilizzo della formula empirica di Coutagne (eq. 3.4.1) (Coutagne, 1954):

$$AET_{ji} = AP_{ji} - \frac{1}{0.8 + 0.14AT_{ji}}$$
 (eq. 3.4.1);

mentre, il secondo metodo si basa sulla formula di Turc (1954; eq. 3.4.2) (Turc, 1954):

$$AET_{ji} = \frac{AP_{ji}}{\sqrt{0.9 + (\frac{AP_{ji}}{300 + 25 \times AT_{ji} + 0.05 \times AT_{ji}^{3}})^{2}}} (eq. 3.4.2)$$

dove, AET_{ji} è l'evapotraspirazione reale per la j-esima stazione pluviometrica e l'i-esimo anno (mm); AP_{ji} sono le precipitazioni annue per la j-esima stazione pluviometrica e l'i-esimo anno (mm) e AT_{ji} è la temperatura dell'aria annuale per la j-esima stazione pluviometrica e l'i-esimo anno (°C).

Il terzo metodo è bastato sulla formula di Thornthwaite-Mather ((Thornthwaite & Mather, 1955) (eq. 3.4.3):

$$\text{PET}_{ji} = K \times 16 \times \left(\frac{10T_{mji}}{I}\right)^{\alpha} (\text{eq. 3.4.3})$$

dove, PET_{ji} è l'evapotraspirazione potenziale per la j-esima stazione pluviometrica e l'i-esimo mese (mm); *K* è il coefficiente che dipende dalla media mensile delle ore di insolazione in funzione della latitudine e del mese; Tm_{ji} è la temperatura media mensile dell'aria (°C). $I = \begin{pmatrix} Tm_{ji} \\ 5 \end{pmatrix}$ è l'indice termico annuale dato dalla somma degli indici termici mensili, dove ciascuno è espresso da:

 $\alpha = 675 \times 10^{-9} \times I^3 - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 0.49239 \text{ (eq. 3.4.4)}$

I parametri di PET_{ji} (eq. 3.4.3) e i relativi coefficienti, le precipitazioni medio mensili e temperatura dell'aria, le precipitazioni utili (Δ_i) (eq. 3.4.5), le riserve idriche invasate (A_i) (3.4.6) e la sua variazione (ΔA_i) (eq. 3.4.7) e la riserva idrica utile (u) (eq. 3.4.8), sono tutti gli *input* inseriti nella matrice del bilancio idrico del suolo per la stima dell'evapotraspirazione a scala mensile.

$$\Delta i = P - ETP (eq. 3.4.5)$$

Ai = (Ai - 1) + $\Delta I (eq. 3.4.6)$
 $\Delta Ai = Ai - (Ai - 1) (eq. 3.4.7)$
u = (CIC - PAP) × h (eq. 3.4.8)

dove, il *CIC* è la capacità di campo, il *PAP* è il punto di appassimento permanente e *h* è lo spessore del suolo interessato dalle radici delle piante. La compilazione della matrice serve, inoltre, ad ottenere i valori di *surplus* (WS) o il *deficit* idrico (WD) (eq. 3.4.9 e 3.4.10) per ogni singola stazione di monitoraggio.

$$WS = P - AET$$
 (eq. 3.4.9)
 $WD = ETP - AET$ (eq. 3.4.10)

Infine, il quarto metodo per la stima dell'evapotraspirazione reale si basa sull'equazione di Penman-Monteith (Monteith, 1965; Mu & Zhao, 2011) (eq. 3.4.11): Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

$$\lambda E = \frac{sA + \rho C_p \frac{e_{sat} - e}{r_a}}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} (\text{eq. 3.4.11})$$

 λE (W m⁻²) è il flusso latente, dove λ (J kg⁻¹) è il calore latente di evaporazione; *s* (Pa K⁻¹) = *d*(*e*_{sat})/*d*T è la pendenza della curva che lega la pressione del vapore acqueo saturo (*e*_{sat} (Pa)) alla temperatura (K); *A* (W m⁻²) è l'energia disponibile; ρ (kg m⁻³) è la densità dell'aria; *C*_p (J kg⁻¹ K⁻¹) è la capacità termica specifica dell'aria; *e* (Pa) è la pressione effettiva del vapore acqueo; *r*_a (s m⁻¹) è la resistenza aerodinamica; γ (Pa K⁻¹) = (*M*_a/*M*_w)(*C*_p*Pa*/ λ), dove *M*_a (kg mol⁻¹) e *M*_v (kg mol⁻¹) sono le masse molecolari dell'aria secca e dell'aria umida, rispettivamente, e *Pa* (Pa) è la pressione atmosferica; *r*_s (s m⁻¹) è la resistenza superficiale che è una resistenza efficace all'evaporazione dalla superficie del suolo e alla traspirazione dalla chioma della pianta.

3.5. Metodi di stima del coefficiente di ricarica

Sono tre i metodi utilizzati per la stima del coefficiente di infiltrazione efficace degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale. Il primo è il *Groundwater Recharge Coefficient* (AGRC) (Allocca, Manna & De Vita, 2014) (eq. 3.4.12):

$$AGRC_{S} = \left[\frac{(AGRC \times A_{T}) - (1 \times A_{E})}{(A_{T} - A_{E})}\right] \times 100 \text{ (eq. 3.4.12)}$$

dove, $AGRC_s$ è il coefficiente di ricarica annuale delle acque sotterranee per le aree in pendenza, A_T è l'area totale della dell'acquifero carsico (km²) e A_E è l'estensione cumulativa delle aree sommitali pianeggianti e/o dei bacini idrografici endoreici (km²).

Il secondo è il *Recharge Coefficient Curve Number* (RC_{CN}), derivante dall'applicazione del *Curve Number Method* (USDA, 1986) (eq. 3.4.13):

$$RC_{CN} = \frac{(1-CN)}{100} (eq. 3.4.13)$$

Il terzo metodo (eq. 3.4.14 e 3.4.15), sviluppato in questo lavoro di tesi, che tiene conto della litologia, dell'angolo di inclinazione, dello spessore del suolo, del tipo e uso di suolo, e da cui deriva l'acronimo LSSL coefficient. In particolare, è stato considerato

- LSSL = Lc × Sc × RC_{CN} (eq. 3.4.14) se lo spessore del suolo in copertura agli acquiferi carbonatici è > 1 m;
- LSSL = Lc × Sc (eq. 3.4.15) se lo spessore del suolo $e \le 1$ m

dove, Lc (%) è il coefficiente litologico per i calcari, Sc (%) è il coefficiente dell'angolo di inclinazione uguale a cosa dove a (°) è l'angolo di inclinazione e RC_{CN} (%) è il *Recharge Coefficient Curve Number*.

3.6. Metodi di stima della ricarica delle acque sotterranee

La stima della ricarica delle acque sotterranee (GR), a scala regionale e locale, è stata effettuata mediante l'applicazione di un multiapproccio basato sulla stima del bilancio idrologico a diverse scale temporali. È stata, quindi, effettuata la stima quantitativa e la modellazione spaziale delle diverse variabili idrologiche della seguente equazione (eq. 3.4.16):

$$P_{j,i} + U_i = AET + R + GR + U_u + Q_p \pm \Delta W_r$$
 (eq. 3.4.16)

dove, *P* (mm) è la precipitazione annua totale per la stazione pluviometrica *j* e l'anno *i*; *U_i* è afflusso indiretto; *R* (mm) è il *runoff* annuo totale per la stazione pluviometrica *j* e l'anno *i*; *GR* (mm) è l'infiltrazione annua totale per la stazione pluviometrica *j* e l'anno *i*; *AET* (mm) è l'evapotraspirazione reale totale annua; *U_u* è il deflusso indiretto; *Q_p* è la portata captata; ΔW_r è la variazione delle riserve

idriche sotterranee. Considerando trascurabili la variazione delle riserve regolatrici, le portate captate e gli afflussi e deflussi indiretti, otteniamo (eq. 3.4.17):

$$P = AET + R + GR$$
 (eq. 3.4.17)

3.7. Metodo di stima degli indici idrologici

Per studiare a scala regionale e locale, la variabilità interannuale e la ciclicità dei parametri idrologici del bilancio, nonché l'influenza su di essi della NAO sono stati calcolati degli indici rappresentativi delle variazioni annuali (%) rispetto al valore medio degli stessi parametri idrologici considerati (De Vita et al., 2012). In particolare, il *Mean Annual Precipitation Index* (MAPI) è stato calcolato come segue (eq. 3.4.18):

MAPI_i =
$$\frac{\sum_{j=1}^{n} \frac{AP_{ji} - MAP_{j}}{MAP_{j}}}{\sum_{i=1}^{n} j}$$
 (eq. 3.4.18)

dove, $MAPI_i$ è il *Mean Annual Precipitation Index* per l'anno *i*-esimo (%); AP_{ji} è la precipitazione annuale per la stazione pluviometrica *j* e l'anno *i*-esimo (mm); MAP_j è la precipitazione media annua dell'intera serie temporale per la stazione pluviometrica *j* (mm).

Analogamente, è stato calcolato il Mean Annual air Temperature Index (MATI) (eq. 3.4.19):

MATI_i =
$$\frac{\sum_{k=1}^{n} \frac{AT_{ki} - MAT_{k}}{MAT_{k}}}{\sum_{k=1}^{n} k}$$
 (eq. 3.4.19)

dove, $MATI_i$ è il Mean Annual air Temperature Index per l'anno *i*-esimo (%); AT_{ki} è la temperatura dell'aria annuale per la stazione *k* dell'indicatore di temperatura dell'aria e l'anno *i*-esimo (°C); MAT_k è la temperatura media annua dell'aria dell'intera serie storica per la stazione *k* del termometro dell'aria (°C).

Successivamente, sono stati calcolati il *Mean Annual Actual EvapoTraspiration Index* (MAAETI) (eq. 3.4.20) e il *Mean Annual Effective Precipitation Index* (MAEPI) (eq. 3.4.21) come segue:

$$MAAETI_{i} = \frac{\sum_{j=1}^{n} \frac{AET_{ji} - MAAET_{j}}{MAAET_{j}}}{\sum_{j=1}^{n} j} (eq. 3.4.20)$$

dove, $MAAETI_i$ è il *Mean Annual Actual EvapoTraspiration Index* per l'anno *i*-esimo (%); AET_{ji} è l'evapotraspirazione annuale per la stazione pluviometrica *j* e l'anno *i*-esimo (mm); $MAAET_j$ è l'evapotraspirazione media annua dell'intera serie storica per la stazione pluviometrica *j* (mm).

$$MAEPI_{i} = \frac{\sum_{j=1}^{n} \frac{AEP_{ji} - MAEP_{j}}{MAEP_{j}}}{\sum_{j=1}^{n} j} (eq. 3.4.21)$$

dove, $MAEPI_i$ è *Mean Annual Effective Precipitation Index* per l'anno *i*--esimo (%); AEP_{ji} è la precipitazione effettiva annuale per la stazione pluviometrica *j* e l'anno *i*-esimo (mm); $MAEP_j$ è la precipitazione effettiva media annua dell'intera serie temporale per la stazione pluviometrica *j* (mm).

Infine, è stato calcolato il Mean Annual Groundwater Recharge Index (MAGRI) (eq. 3.4.22):

$$MAGRI_{i} = \frac{\sum_{j=1}^{n} \frac{AGR_{ji} - MAGR_{j}}{MAGR_{j}}}{\sum_{j=1}^{n} j} (eq. 3.4.22)$$

dove, *MAGRI*_i è il *Mean Annual Groundwater Recharge Index* per l'anno *i*-esimo (%); *AGR*_{ji} è la ricarica annuale per la stazione pluviometrica j e l'anno *i*-esimo (mm) calcolata con il metodo dell'AGRC (Allocca, Manna & De Vita, 2014); *MAGR*_j è la ricarica annuale media di tutta la serie storica per la stazione pluviometrica j (mm).

Allo stesso modo il *Mean Annual Discharge Index* (MADI) (eq. 3.4.23), è stato calcolato per studiare la variabilità delle portate sorgive, a scala regionale e locale, nel modo che segue:

$$MADI_{i} = \frac{\sum_{s=1}^{n} \frac{AD_{is} - MAD_{s}}{MAD_{s}}}{\sum_{s=1}^{n} s} (eq. 3.4.23)$$

dove, $MADI_i$ è il *Mean Annual Discharge Index* per l'anno *i*-esima (%); AD_{si} è la portata sorgiva annuale per l'anno *i*-esimo della sorgente *s* (m³ anno⁻¹); MAD_s è la portata sorgiva medio annua dell'intera serie temporale della sorgente *s* (m³ anno⁻¹).

Tuttavia, per considerare il numero degli anni di osservazione molto variabile del dato sorgivo che risulta influenzare il calcolo del valore medio annuo è stato sviluppato il *weighted Mean Annual Discharge Index* (MADI_{wi}) (eq. 3.4.24):

$$MADI_{wi} = \frac{\sum_{s=1}^{n} \frac{AD_{is} - MAD_{s}}{MAD_{s}} y_{s}}{\sum_{v=1}^{n} y_{s}} (eq. 3.4.24)$$

dove, $MADI_{wi}$ è il weighted Mean Annual Discharge Index per l'anno *i*-esimo (%); AD_{si} è la portata sorgiva annuale per l'anno *i*-esimo per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹); MAD_s è la portata sorgiva medio annua dell'intera serie storica per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹); *y_s* sono gli anni di registrazione del valore di portata per la stessa sorgente *s*.

3.8. Metodo di stima del pluviometric curvature coefficient

Alla scala di bacino carbonatico dei Monti di Avella, al fine di comprendere come le piogge mensili e annuali si distribuiscono durante gli anni idrologici è stata effettuata un'analisi morfologica delle curve di cumulata di pioggia mensile e medio-mensile stimati diversi indicatori idrologici, utili per presagire scenari di crisi pluviometrica e idrica. Il primo, il *Pluviometric Curvature Coefficient* (PCC), è stato calcolato prima a scala annuale (eq. 3.4.25) e poi a scala stagionale (ottobre-marzo) (eq. 3.4.26):

$$PCC_{a} = \frac{\left(\sum_{1}^{med_{6}-7} P\right)^{2}}{P_{1} \cdot \sum_{1}^{12} P} (eq. 3.4.25)$$

dove, PCC_a (ad.) è l'*annual precipitation curvature coefficient*; $\sum_{1}^{med6-7} P$ (mm) è la media della pioggia cumulata tra il sesto (febbraio) e il settimo mese (marzo); P_1 (mm) è la pioggia cumulata del mese di settembre; $\sum_{1}^{12} P$ (mm) è la pioggia cumulata al dodicesimo mese (agosto).

$$PCC_{s} = \frac{\left(\sum_{1}^{med_{4}-5} P\right)^{2}}{P_{2} \cdot \sum_{2}^{7} P}$$
(eq. 3.4.26)

dove, *PCC*_s (ad.) è l'*seasonal precipitation curvature coefficient*; $\sum_{1}^{med 4} P$ (mm) è la pioggia cumulata al quarto mese (dicembre); *P*₂ (mm) è la pioggia cumulata del mese di ottobre; $\sum_{2}^{7} P$ (mm) è la pioggia cumulata al settimo mese (marzo).

3.9 Metodo di stima del seasonal and monthly pluviometric gradient

Alla scala dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella è stato definito un altro indicatore, per analizzare la distribuzione temporale delle precipitazioni mensili e caratterizzare gli anni di crisi pluviometrica e idrica. Tale indicatore rappresenta il rapporto incrementale di precipitazione calcolato, questa volta, prima a scala stagionale (SPG) (eq. 3.4.27), e poi a scala mensile (MPG) (eq. 3.4.28):

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

$$SPG = \frac{P_7 - P_2}{\sum_{2}^{7} ng}$$
(eq. 3.4.27)

dove, *SPG* (ad.) è il *seasonal precipitation gradient*; P_2 (mm) è la pioggia cumulata del mese di ottobre; P_7 (mm) è la pioggia cumulata del mese di marzo; $\sum_{2}^{7} P$ (mm) è la pioggia cumulata al settimo mese (marzo).

$$MPG = \frac{P_n - P_{n-1}}{\sum_{1}^{n} ng}$$
(eq. 3.4.28)

dove, *MPG* (ad.) è il *monthly precipitation gradient*; P_n (mm) è la pioggia cumulata al mese *n*-esimo; P_{n-1} (mm) è la pioggia cumulata al mese n-1; $\sum_{n=1}^{n} ng$ (gg) è il numero cumulato dei giorni dall'inizio del mese uno alla fine del mese *n*-esimo.

3.10. Metodo di stima del rischio idrico

Il rischio idrico (R) per il sistema "sorgente-opera di presa-sistema di rete" è stato calcolato come il prodotto tra vulnerabilità, pericolosità, ed esposizione (eq. 3.4.29).

$$R = V \cdot P_r \cdot E \text{ (eq 3.4.29)}$$

dove, R è la probabilità che un fenomeno naturale (evento siccitoso), di una determinata magnitudo, causi danni alla popolazione e alle attività produttive di una determinata area, in un determinato periodo di tempo; V è la vulnerabilità sorgiva, intesa come la capacità della sorgente di resistere (resilienza sorgiva) o di contrapporsi al verificarsi di un evento siccitoso che possa far diminuire le risorse idriche sotterranee disponibili dell'acquifero/della sorgente rispetto alla richiesta idropotabile in un determinata area; P_r è la pericolosità idrica relativa, intesa come la probabilità di accadimento, per una sorgente o gruppo sorgivo, di un fenomeno di crisi idrica (eventi siccisotoso), di una determinata magnitudo (portata) e per un determinato periodo di tempo (durata temporale); detta pericolosità idrica relativa viene espressa, in questa analisi, dal fattore idrico di sicurezza (Fi) (eq. 3.4.30) è calcolato come segue:

$$F_i = \frac{Q_d}{Q_r}$$
 (eq. 3.4.30)

dove, Q_d (m³ s⁻¹) è la portata sorgiva media (disponibilità idrica); Q_r (m³ s⁻¹) è la portata concessa o richiesta (richiesta idropotabile) ed immessa in rete.

Partendo dai dati mensili di portata sorgiva disponibili per alcune importanti sorgenti dell'Appennino meridionale sono stati ottenuti i dati di portata minima, media e massima e la durata del periodo di esaurimento alla scala dell'anno idrologico o dell'anno idrologico medio. Sono stati, inoltre, stimati alcuni indici per valutare il grado di vulnerabilità sorgiva (o resilienza sorgiva) della sorgente, tra i quali, l'indice di variabilità di Meinzer (R_v ; eq. 3.4.31) (Meinzer, 1923), il coefficiente di esaurimento (α ; eq. 3.4.32) (Maillet, 1905), il volume idrico di immagazzinamento all'inizio del periodo di esaurimento (W_0 ; eq. 3.4.33) e il volume delle riserve regolatrici (W_r ; eq. 3.4.34).

$$R_{v} = \frac{Q_{max} - Q_{min}}{Q_{med}} (\text{eq. 3.4.31})$$

dove, R_v è l'indice di Meizer, Q_{max} (m³ s⁻¹) è la portata massima, Q_{min} (m³ s⁻¹) è la portata minima e Q_{med} è la portata media (m³ s⁻¹).

$$\alpha = \frac{lnQ_0 - lnQ_{tn}}{t_n} (\text{eq. 3.4.32})$$

dove, α (g⁻¹) è il coefficiente di esaurimento, Q_0 (m³ s⁻¹) è la portata al tempo t₀ corrispondente all'inizio del periodo di esaurimento, Q_{tn} (m³ s⁻¹) è la portata al tempo t_n corrispondente alla fine del periodo di esaurimento, t_n (g) è il periodo di esaurimento.

$$W_0 = \frac{Q_0 \, 86400}{\alpha} \, (\text{eq. 3.4.33})$$
$$W_r = \left(\frac{Q_0 \, 86400}{\alpha}\right) \, e^{\alpha t_n} \, (\text{eq. 3.4.34})$$

dove, W_0 (M m³) sono è il volume idrico immagazzinato (immagazzinamento dinamico per t = t₀), W_r (M m³) è il volume idrico corrispondente alle riserve regolatrici, Q_0 (m³ s⁻¹) è la portata al tempo t₀ corrispondente all'inizio del periodo di esaurimento e α (g⁻¹) è il coefficiente di esaurimento.

Per la classificazione del grado (basso, medio o alto) di vulnerabilità sorgiva sono stati presi in considerazione l'indice di variabilità di Meinzer classificato in tre classi di valori come da letteratura (Meinzer, 1923):

- 1. $R_v 1 \le 25\%$ (sorgenti con regime costante);
- 2. $25\% < R_v 2 < 100\%$ (sorgenti con regime sub-variabile);
- 3. $R_v 3 \ge 100$ (sorgenti con regime variabile);

e, le riserve regolatrici i cui valori sono stati suddivisi in tre classi sulla base di un'analisi ragionata dell'intero *set* di valori ottenuti dall'analisi dei dati di portata sorgiva relativi ai siti test analizzati.

- 1. $W_r 1 > 300 \cdot 10^6 m^3$;
- 2. $150 \cdot 10^6 \, \text{m}^3 \le W_r \, 2 \le 300 \cdot 10^6 \, \text{m}^3;$
- 3. $W_r 3 < 150 \cdot 10^6 m^3$.

A seguire, per la classificazione del grado (molto basso, basso, medio o alto) di pericolosità relativa è stato preso in considerazione il fattore idrico di sicurezza F_i e il tempo, in termini di mesi (D = durata), in cui possono perdurare condizioni di *deficit* idrico o condizioni sfavorevoli del fattore idrico di sicurezza (F_i = 1 oppure F_i < 1):

1. F_i 1 > 1;	1. D1 < 1 mese;
2. F _i 1 = 1;	2. 1 mese \leq D2 \leq 3 mesi;
3. F _i 2 < 1;	3. D3 > 3 mesi.

Infine, per definire le classi degli elementi esposti al rischio (o esposizione) si è tenuto conto di quanto previsto dal Decreto Legislativo del 2 febbraio 2001, n. 31 sull'attuazione della direttiva 98/83/CE relativa alla qualità delle acque destinate al consumo umano in quanto esso definisce l'entità dei volumi d'acqua distribuiti giornalmente in una zona di approvvigionamento definita come "zona geograficamente definita all'interno della quale le acque destinate al consumo umano provengono da una o varie fonti e la loro entità può essere considerata sostanzialmente uniforme". I volumi sopracitati sono direttamente proporzionali al numero di abitanti serviti per le zone di approvvigionamento idrico di riferimento. Tale classificazione ha, quindi, permesso di definire tre classi di valori:

- 1. E1 < 1.000 m³;
- 2. $1.000 \le E2 \le 10.000 \text{ m}^3$;
- 3. E3 >10.000 m³.

La valutazione del rischio "idrico" nelle classi molto basso, basso, medio ed alto nasce dalla costruzione di matrici quadrate e rettangolari utili all'intersezione di classi di valori dei parametri scelti per la stima dei fattori costituenti l'equazione 3.4.29.

4. Risultati

4.1. Stima dell'evapotraspirazione e della ricarica di acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale mediante dati terrestri e satellitari

1. Introduzione

Le risorse idriche sotterranee degli acquiferi carsici sono di fondamentale importanza a livello mondiale per l'approvvigionamento idrico umano e agricolo e per sostenere gli ecosistemi fluviali con geo- e biodiversità (Goldscheider, 2019). Questi acquiferi sono presenti in molte regioni italiane e costituiscono le principali fonti di acqua potabile, svolgendo un ruolo strategico per lo sviluppo socioeconomico del territorio, nonché per il controllo delle condizioni bio-geomorfologiche degli ecosistemi dipendenti dalle acque sotterranee. La stima della ricarica delle acque sotterranee di questi acquiferi, dalla scala locale a quella regionale e dalla scala temporale di singolo episodio a quella annuale (Allocca, Manna & De Vita, 2014; Manna et al., 2015), è uno strumento fondamentale per la gestione delle risorse idriche sotterranee, che implica anche considerare l'eventuale analisi degli effetti dei cambiamenti climatici sulla ricarica delle acque sotterranee (De Vita et al., 2012; Manna et al., 2013). Nell'Appennino meridionale gli acquiferi carsici hanno una notevole estensione areale, ricoprendo circa il 44% dell'intero territorio (8560 km2), e costituiscono catene montuose su cui si concentrano le maggiori precipitazioni orografiche. A causa della loro estensione in alta quota, la stima della ricarica delle acque sotterranee è una questione impegnativa da affrontare a causa della mancanza di misuratori di pioggia e temperatura dell'aria nelle aree poste a quote superiori a 500 m. s.l.m., nonché della discontinuità spaziale e temporale delle registrazioni (Allocca, Manna & De Vita, 2014). In tale quadro, l'integrazione dei dati terrestri e telerilevati è un approccio promettente per limitare queste incertezze e per tenere conto dell'uso variabile del suolo nelle aree carsiche che controlla la domanda di evapotraspirazione. L'utilizzo dei metodi di telerilevamento ha portato alla stima dell'umidità del suolo, alla sua implementazione nel bilancio idrico del suolo e alla relativa valutazione della ricarica delle acque sotterranee (Jackson, 2002). Nello specifico, le tecniche di telerilevamento utilizzate risultano utili per mappare l'umidità del suolo e per monitorarne le dinamiche temporali a scala regionale, con un'efficacia che non trova riscontro in altre tecniche di campo. Questo approccio è particolarmente rilevante nelle regioni aride e semiaride, dove l'evapotraspirazione è solitamente una componente molto significativa dell'equazione del bilancio idrico (Bouwer, 1989). Nelle microwave techniques vengono utilizzati metodi passivi e attivi. Nei metodi passivi, l'emissione termica naturale della superficie terrestre viene misurata attraverso sensori molto sensibili. Nei metodi attivi, o radar, il segnale viene emesso e ricevuto dalla sorgente. La potenza del segnale ricevuto viene confrontata con quella emessa per determinare il coefficiente di retrodiffusione. Queste misurazioni possono essere effettuate in qualsiasi momento del giorno o della notte perché non dipendono dall'illuminazione solare. Oltre alla valutazione dell'umidità del suolo, negli ultimi decenni, è stata prestata una crescente attenzione alla caratterizzazione dei flussi di umidità tra il suolo e l'atmosfera inferiore dovuti all'evapotraspirazione e ai loro effetti sul bilancio idrico utilizzando dati telerilevati. L'evapotraspirazione è il secondo fattore più importante che influenza il bilancio idrico terrestre dopo le precipitazioni e il telerilevamento è l'unico approccio fattibile per valutarla a scala regionale o continentale. In tale prospettiva, la stima dell'evapotraspirazione utilizzando i dati telerilevati sarà ancora più importante a causa del suo aumento previsto causato dal riscaldamento globale (Walter et al., 2004; Huntington, 2006). A questo scopo, sono stati sviluppati diversi metodi per stimare l'evapotraspirazione dai dati di telerilevamento, variando da approcci empirici a metodi complessi basati sull'assimilazione di dati di telerilevamento e il loro accoppiamento con modelli di trasferimento suolo-vegetazioneatmosfera (SVAT). Lo sforzo crescente nell'applicazione delle tecniche di telerilevamento è stato rafforzato dall'inapplicabilità dei metodi classici a scala regionale o continentale, che sono normalmente utilizzati per misurare l'evapotraspirazione a scala di campo. In questo quadro generale, i dati del telerilevamento con una buona risoluzione spaziale rappresentano uno strumento utile per stimare l'evapotraspirazione a varie scale temporali e spaziali. A seconda dei metodi utilizzati, si possono riconoscere quattro gruppi di metodi (Courault, Seguin & Olioso, 2005):

- a) metodi empirici diretti per stimare l'evapotraspirazione basati sull'elaborazione di dati telerilevati utilizzando modelli semi-empirici, come relazioni semplificate utilizzando dati telerilevati all'infrarosso termico (TIR) e modelli meteorologici.
- b) metodi residui del bilancio energetico, che utilizzano i dati del telerilevamento combinando relazioni empiriche e modelli fisici (come *Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL, *Simplified Surface Energy Balance Index* – S-SEBI) e applicandoli all'evapotraspirazione (Schmugge et al., 2002; Kustas et al., 2003; Overgaard, Rosbjerg & Butts, 2006);
- c) metodi deterministici, che si basano su modelli SVAT, stimando le diverse componenti del bilancio energetico (*Interactions between the Soil Biosphere and Atmosphere –* ISBA, *Non-Hydrostatic Mesoscale atmospheric model –* Meso-NH) utilizzando dati di telerilevamento a diversi livelli, sia come parametri di *input* che nelle procedure di simulazione dei dati.
- d) metodi per in calcolo dell'indice di vegetazione (*vegetation index*), che si basano sull'uso del telerilevamento per calcolare un fattore di riduzione (come i parametri K_c o *Priestley Taylor a*) per la stima dell'evapotraspirazione rispetto alle misurazioni sul campo (Allen et al., 2005; Neale, Jayanthi & Wright, 2005; Garatuza-Payan & Watts, 2005).

Questi approcci non si escludono a vicenda a causa della possibilità di una mutua integrazione mediante calibrazioni basate su misurazioni in campo (Rana & Katerji, 2000; Drexler et al., 2004; Glenn et al., 2007). Per quanto riguarda i progressi nelle tecniche di telerilevamento applicate alla stima dell'evapotraspirazione reale (Glenn et al., 2007), i sistemi di sensori Advanced Spaceborne Thermal Emission Reflection Radiometer (ASTER) e Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS), entrambi montati a bordo del satellite Terra (EOS AM-1), devono essere menzionati a causa del miglioramento della copertura nelle bande TIR e della risoluzione spaziale nelle bande del visibile e del vicino infrarosso (NIR) rispetto ai precedenti sistemi di sensori (McCabe & Wood, 2006) (https://terra.nasa.gov/). ASTER ha una risoluzione di 15 m nelle bande visibile e NIR e di 90 m nelle bande TIR, con un tempo di ritorno di 16 giorni. Il sensore MODIS fornisce una frequenza di rilevamento quasi giornaliera con risoluzioni pixel di 250 e 500 m rispettivamente nelle bande visibile e NIR. MODIS rileva anche le temperature della superficie terrestre (LST) con una precisione di 1,0 °C e una larghezza dei pixel da 1 a 5 km. Sono stati effettuati diversi tentativi per convalidare l'evapotraspirazione reale calcalata da MODIS, come nel caso del confronto con le misurazioni eddy covariance flux raccolte dal Soil Moisture Atmospheric Coupling Experiment (SMACEX) sul bacino idrografico Walnut Creek in Iowa nel 2012 (McCabe & Wood, 2006). In questo primo studio, per la prima volta nell'Italia meridionale, è stata valutata la ricarica degli acquiferi carsici mediante l'integrazione delle misurazioni del suolo raccolte dalle reti meteorologiche, con le stime dell'evapotraspirazione reale derivate dai dati satellitari MODIS, che sono stati aggregati alla scala temporale medio annua per il periodo 2000-2014. Inoltre, le stime dell'evapotraspirazione reale effettuate dai dati MODIS (MODIS Actual EvapoTranspiration - MODIS AET) sono state confrontate con i risultati degli approcci classici applicati alla stima dell'AET (formule di Coutagne e Turc) e dell'evapotraspirazione potenziale (PET) (formula di Thornthwaite). L'approccio proposto è coerente con la sempre più crescente applicazione dei dati telerilevati alle scienze idrologiche, favorita dalla grande disponibilità di informazioni qualitative e quantitative su larga scala, da quella regionale a quella continentale (Schultz & Engman, 2012).

2. Area di studio

L'Appennino meridionale è costituito da una serie di catene montuose in cui gli acquiferi carsici ospitano le maggiori risorse idriche sotterranee (Allocca, Manna & De Vita, 2014). Nell'area di studio, estesa su sette regioni (Lazio, Abruzzo, Molise, Campania, Basilicata, Puglia e Calabria), si individuano 40 acquiferi carsici (Tab 4.1.1, Fig.4.1.1). Questi acquiferi sono formati principalmente da serie carbonatiche mesozoiche depositate in paleo-ambienti di piattaforma carbonatica e di litologia variabile dalla dolomia (Triassico-Liassico) ai calcari (Giurassico-Cretaceo) e calcari

marnosi (Paleogene). Queste serie si sono deformate tettonicamente e si sono impilate nella struttura a pieghe e sovrascorrimenti dell'Appennino durante le fasi orogene del Miocene, generate dalla collisione tra la placca africana e quella europea. Dopo l'orogenesi, durante il Pliocene e il Quaternario, si sono verificate fasi tettoniche estensionali, con conseguente deformazione a comportamento fragile degli ammassi rocciosi con sviluppo di sistemi di faglia normali e fratturazione pervasiva, che hanno favorito la crescita di fenomeni carsici, soprattutto nelle serie calcaree. Di conseguenza, queste ultime litologie sono generalmente caratterizzate dal più alto grado di permeabilità (Petrella, Capuano & Celico, 2007). I rilievi carbonatici che costituiscono gli acquiferi carsici dell'Italia meridionale sono generalmente caratterizzati da altipiani sommitali e zone endoreiche dovute ad ambienti strutturali a sviluppo carsico, e da pendii a controllo strutturale che sono legati all'evoluzione morfologica delle originali scarpate di faglia, con inclinazione generalmente compresa tra 30° e 35°, e che raggiungono localmente condizioni molto ripide (Allocca, Manna & De Vita, 2014; Allocca et al., 2015; Allocca et al., 2015). Nella Tab 4.1.1 sono riportate le principali caratteristiche morfologiche, idrologiche e idrogeologiche degli acquiferi carsici studiati.



Figura 4.1.1 – Carta dei principali acquiferi carsici dell'Italia meridionale (Ruggieri et al., 2021). (1) Unità idrogeologiche calcaree e calcareo-dolomitico di serie di piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (2) Unità idrogeologiche dolomitiche di serie di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (3) Unità idrogeologiche calcareo-marnose della serie del bacino esterno (Triassico-Paleogene); (4) centri vulcanici (PlioceneQuaternario); (5) sorgenti basali principali degli acquiferi carsici; (6) vulcani; (7) limiti regionali.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

	Acquifero	Area (km²)	Area	Aree	AGRC (%)	AGRCs (%)	Altitudine
ID			calcarea (%)	endoreiche			media
1			100	(%)	EC	EC	(m s.1.m.)
-1	Cerella	137	100	0	56	56	655
	Simbruini	10/6	94	12	62 50	57	952
3	Cornacchia	723	90	/ 	59	56	1324
4	Marsicano	204	94	5	58	56	1575
5	Genzana	277	10	34	66	49	1528
6	Rotella	40	100	40	77	62	1499
-7	Porrara	64	100	25	69	59	1420
8	Lepini	483	100	2	57	57	617
9	Colli Campanari	97	0	12	54	48	863
10	Capraro	61	0	5	51	48	1114
	Campo	16	0	13	55	48	1314
12	Circeo	7	0	0	48	48	163
13	Ausoni	826	99	15	64	58	607
14	Venafro	365	74	11	60	55	654
15	Totila	195	0	8	52	48	940
16	Maio	93	98	12	63	58	327
17	Matese	588	71	19	64	56	955
18	Tre Confini	28	0	4	50	48	913
19	Moschiaturo	85	0	7	51	48	865
20	Massico	29	89	0	55	55	334
21	Maggiore	173	99	0	56	56	344
22	Camposauro	50	99	4	58	56	807
23	Tifatini	65	90	2	56	56	257
24	Taburno	43	81	4	57	55	829
25	Durazzano	52	100	0	56	56	395
26	Avella	334	100	9	61	57	617
27	Terminio	167	100	43	78	62	934
28	Capri	9	93	0	56	56	152
29	Lattari	245	75	0	54	54	494
30	Salerno	46	13	0	49	49	362
31	Accellica	206	33	0	51	51	689
32	Cervialto	129	98	20	67	58	1119
33	Polveracchio	114	81	0	55	55	930
34	Marzano	308	97	13	63	57	808
35	Alburni	254	99	42	78	62	917
36	Cervati	318	81	13	62	56	862
37	Motola	52	100	4	59	57	1004
38	Maddalena	300	59	21	64	54	939
39	Forcella	217	86	5	58	56	676
40	Bulgheria	101	68	1	54	54	396

Tabella 4.1.1 - Caratteristiche fisiografiche di base e stime del coefficiente di ricarica annuale delle acque sotterranee (AGRC) e AGRC per aree inclinate (AGRC₅; Allocca, Manna & De Vita, 2014) per gli acquiferi carsici dell'area di studio (Fig. 4.1.1).

Un'analisi statistica descrittiva dell'altitudine dei rilievi carbonatici costituenti gli acquiferi carsici dell'Italia meridionale, distinti in base alla loro tipologia acquifera, è riportata nella Fig. 4.1.2.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella



Figura 4.1.2. – (a) *Box plot* della distribuzione altimetrica dei singoli acquiferi carsici (si vedano gli ID in Tab. 4.1.1). Legenda simboli: (A) unità calcaree e dolomitiche della serie di piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (B) unità dolomitiche della serie di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (C) unità calcareomarnose della serie di bacino esterno (Triassico-Paleogene). (b) Istogramma di frequenza della distribuzione altimetrica dei 40 acquiferi carsici studiati.

Il generale l'elevato grado di permeabilità, dovuto alla fratturazione e al carsismo, insieme alle aree endoreiche sommitali, portano ad un alto tasso di ricarica delle acque sotterranee che varia tra il 48 e il 78% della precipitazione effettiva medio annua (Allocca, Manna & De Vita, 2014; Manna et al., 2015), a seconda dell'abbondanza relativa di litologie calcaree e dolomitiche (Tab. 4.1.1). Caratteristica singolare degli acquiferi carsici della Campania, in particolare di quelli circostanti i centri vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio, è la copertura di spessi suoli piroclastici da caduta eruttati durante il Quaternario, la cui presenza controlla fortemente il tasso di evapotraspirazione annuale mediante lo sviluppo di una fitta copertura vegetale e la ricarica delle acque sotterranee (Celico et al., 2010; De Vita & Nappi, 2013; Manna et al., 2013; Fusco & De Vita, 2017). La circolazione delle acque sotterranee emerge prevalentemente nelle principali sorgenti basali (Fig. 4.1.1), con una portata media annua variabile da 0,1 a 5,5 m³ s⁻¹ a regime perenne, che sono generalmente localizzate nei punti più bassi lungo i confini tra gli acquiferi carsici e gli acquiferi flyschioidi circostanti a più bassa permeabilità che fungono da aquitard o aquiclude [30]. Oltre a quella basale principale, esiste una minore circolazione delle acque sotterranee di alta quota legata a fattori stratigrafici, strutturali e carsici locali che può verificarsi a quote più elevate attraverso i massicci, alimentando sorgenti caratterizzate da portate inferiori a quelle basali e a regime variabile (Celico, 1983). L'elevato rendimento medio annuo degli acquiferi carsici dell'Appennino meridionale, variabile da 505 a 1104 mm a-1 (da 0,016 a 0,035 m3 s-1 km-2) (De Vita et al., 2018), è dovuta all'elevata permeabilità causata dalla fratturazione e dal carsismo, nonché dallo spiccato sviluppo di morfologie endoreiche che favoriscono una importantissima ricarica delle acque sotterranee. Quest'ultimo determina valori elevati del coefficiente di ricarica annuale delle acque sotterranee (AGRC) (Tab 4.1.1; (Allocca, Manna & De Vita, 2014)), che è stato stimato come il rapporto tra il deflusso medio annuo delle acque sotterranee e la precipitazione medio annua meno l'evapotraspirazione effettiva. Per gli acquiferi carsici, caratterizzati da una peculiare condizione geomorfologica, ovvero da un plateau sommitale e da aree endoreiche ad infiltrazione totale e senza deflusso superficiale, è stato considerato un coefficiente aggiuntivo per la stima della ricarica in corrispondenza dei versanti in forte pendenza (AGRCs). Inoltre, elevati valori di rendimento specifico medio annuo delle acque sotterranee sono dovuti anche alle caratteristiche climatiche, che sono caratterizzate da un clima di tipo mediterraneo con estati calde e secche e inverni

moderatamente freschi e piovosi. La temperatura media annuale dell'aria varia da circa 10° a 12 °C nelle zone montuose interne a dai 13° ai 15°C nelle zone costiere. I regimi delle precipitazioni variano dai sublitorali costieri a quelli mediterranei fino a quelli appenninici (Bandini, 1931), quest'ultimi sono caratterizzati da un massimo principale in autunno-inverno e un minimo in estate. La distribuzione delle precipitazioni è principalmente controllata dal crinale appenninico la cui presenza determina la precipitazione orografica delle masse d'aria umida (Henderson-Sellers & Robinson, 1896) provenienti verso est dal Mar Tirreno. Le precipitazioni possono raggiungere fino a 1700–2000 mm nella parte centrale della catena montuosa. Secondo la classificazione Koppen-Geiger (Geiger, 1954), i tipi di clima variano da temperato-caldo (Csb) nelle aree costiere a temperato subcontinentale (Cfa) nelle aree interne. Le caratteristiche climatiche dell'Italia meridionale e la loro variabilità spaziale e temporale controllano fortemente i processi di ricarica negli acquiferi carsici. Tra i principali fenomeni che influenzano la variabilità climatica nell'area di studio, è stato riconosciuto che l'Oscillazione del Nord Atlantica (NAO) controlla la variabilità decennale delle precipitazioni e della ricarica delle acque sotterranee (De Vita et al., 2012; Manna et al., 2013).

3. Dati e metodi

3.1. Database cartografico e serie temporali delle precipitazioni e della temperatura dell'aria

Questa metodologia è stata applicata in un ampio settore dell'Appennino meridionale, coprendo circa 19.339 km² (Fig. 4.1.1). Sulla base di precedenti studi idrogeologici effettuati per singoli acquiferi carsici (Celico, 1983; Allocca et al., 2007), sono stati identificati e caratterizzati 40 principali acquiferi che coprono circa 8.560 km² (Fig. 4.1.1). In ambiente GIS, sono stati implementati e analizzati i seguenti *dataset* degli acquiferi carsici, insieme alle serie temporali dell'AET annuale: Carta idrogeologica dell'Italia meridionale, scala 1:250.000 (De Vita et al., 2018); modello digitale di elevazione (DEM) con una risoluzione di 20 × 20 m; Carta del progetto *Corine Land Cover* (http://land.copernicus.eu/); Carta dei sistemi di terra Regione Campania, scala 1:250.000 (Di Gennaro, 2002); indice di vegetazione annuale normalizzato (NDVI), che esprime la densità della vegetazione attraverso l'osservazione di colori distinti (lunghezze d'onda) della luce solare visibile e del vicino infrarosso riflessa dalle piante (https://lpdaac.usgs.gov). Sono state, inoltre, considerate le serie temporali delle precipitazioni annuali e delle temperature dell'aria, dal 2000 al 2014, registrate dalla rete meteorologica della Protezione Civile (266 stazioni pluviometriche, 150 stazioni temperatura aria e 150 stazioni termo-pluviometriche) (Fig. 4.1.3).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.1.3 – Distribuzioni spaziali dei pluviometri (a, c) e delle stazioni termometriche (b, d). 1) stazioni pluviometriche; 2) acquiferi carsici: 3) stazioni termometriche.

Mediante il metodo del *regression kriging* (Hudson & Wackernagel, 1994), sono stati ricostruiti e implementati modelli distribuiti regionali delle precipitazioni medie annue e della temperatura dell'aria (Fig. 4.1.4), tenendo conto delle variazioni dovute al controllo orografico delle catene montuose (Houze Jr., 2012) e dell'altitudine (Brunsdon, McClatchey & Unwin, 2001).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.1.4. – (a) Modello di regressione della precipitazione medio annua (2000–2014) con l'altitudine (i punti blu rappresentano le stazioni pluviometriche comprese nella zona pluviometrica sopravento, mentre i punti gialli rappresentano le stazioni pluviometriche comprese nella zona pluviometrica sottovento); (b) modello di regressione della temperatura dell'aria medio annua (2000–2014) con l'altitudine; (c) modello distribuito della piovosità medio annua; (d) modello distribuito della temperatura dell'aria medio annua.

3.2. Stima dell'evapotraspirazione utilizzando dati telerilevati e formule empiriche classiche

Tra la varietà di dati e piattaforme satellitari disponibili, sono stati considerati idonei per lo scopo di questa ricerca i *dataset* MODIS AET (MOD16A3 annuale) ottenuti dal *Numerical Terradynamic Simulation Group* dell'Università del Montana (<u>ftp.ntsg.umt.edu/pub/MODIS</u>), soprattutto per la risoluzione spaziale (1000 m), ritenuta adeguata all'estensione di un'area di studio regionale. Questi *set* di dati sono stati prodotti utilizzando un algoritmo migliorato che è stato applicato al telerilevamento e ai dati meteorologici, che consente la stima dell'AET giornaliero (Mu & Zhao, 2011). L'algoritmo originale, denominato MOD16 ET (Mu et al., 2007), si basa sull'equazione di Penman-Monteith (eq. 3.4.11) (Monteith, 1965).

Nello specifico, l'algoritmo considera gli effetti sia del processo di partizione dell'energia superficiale che dei controlli ambientali sull'evapotraspirazione. L'algoritmo stima l'AET utilizzando osservazioni meteorologiche a terra e dati MODIS, aggiungendo il *deficit* di pressione di vapore e i vincoli di temperatura minima dell'aria sulla conduttanza stomatica, utilizzando l'indice dell'area fogliare (LAI) come scalare per la stima della conduttanza della chioma, sostituendo l'NDVI con l'indice di vegetazione potenziato (EVI) modificando anche l'equazione per il calcolo della frazione

di copertura vegetale (FC), e considerando l'evaporazione del suolo utilizzando un modello basato sui dati MODIS (Cleugh et al., 2007) la cui affidabilità è stata testata con successo attraverso il confronto con le misurazioni di due torri di flusso in Australia. L'algoritmo MODIS16 ET è stato convalidato da osservazioni di evapotraspirazione utilizzando 19 torri di *AmeriFlux eddy covariance flux*. La prima forma dell'algoritmo (MODIS16 ET) calcolava l'AET come la somma dell'evaporazione dal suolo umido e della traspirazione dalla vegetazione durante il giorno. Nella nuova forma, l'algoritmo considera anche l'AET durante la notte, così come la frazione di copertura vegetale, la conduttanza stomatica, la conduttanza aerodinamica, ecc. (Mu & Zhao, 2011). Per testare i miglioramenti dell'applicazione del MODIS AET nella valutazione della ricarica degli acquiferi carsici dell'Italia meridionale, i valori di tale parametro sono stati confrontati con i valori dell'AET medio annua calcolata utilizzando approcci classici il primo, tra i quali basato sulla formula empirica di Coutagne (1954; eq. 3.4.1) (Coutagne, 1954). Il secondo basato sulla formula di Turc (1954; eq. 3.4.2) (Turc, 1954). Inoltre, è stato confrontato MODIS AET con il PET stimato utilizzando la formula di Thornthwaite (1955; equazione 3.4.3) (Thornthwaite & Mather, 1955).

Queste formule sono state applicate ai dati annuali registrati dalle stazioni pluviometriche e della temperatura dell'aria situate nell'intera area di ricarica e quindi mediate su base annua.

3.3. Stima della ricarica delle acque sotterranee

La stima della ricarica medio annua delle acque sotterranee dei 40 acquiferi carsici dell'Italia meridionale è stata effettuata sulla base della ricostruzione di modelli distribuiti di precipitazione ed evapotraspirazione, quest'ultima correlata all'applicazione delle formule di Coutagne, Turc e Thornthwaite e alle stime derivate dai dati MODIS. Considerando la differenza tra modelli di precipitazione ed evapotraspirazione, sono stati ricostruiti modelli distribuiti di precipitazione effettiva. Successivamente, considerando i valori di AGRC stimati per gli acquiferi carsici dell'Appennino meridionale (Tabella 4.1.1; (Allocca, Manna & De Vita, 2014)), sono stati ricostruiti quattro modelli distribuiti di ricarica delle acque sotterranee a scala medio annua (2000–2014) tenendo conto dei rispettivi modelli di evapotraspirazione derivanti dall'utilizzo delle formule di Coutagne, Turc e Thornthwaite, nonché dai dati MODIS.

4. Risultati

4.1. Modelli distribuiti delle precipitazioni e della temperatura dell'aria

Per generare modelli distribuiti delle precipitazioni e della temperatura dell'aria nell'area di studio, tenendo conto della disomogenea distribuzione planimetrica e altimetrica dei pluviometri e delle stazioni termometriche sull'intero territorio, sono stati realizzati modelli di regressione con altitudine. Questa analisi è stata basata sulla coerente correlazione di entrambe le variabili con l'altitudine, oltre ad essere utile per riconoscere le diverse zone pluviometriche, a seconda degli effetti delle caratteristiche orografiche e fisiografiche (Henderson-Sellers & Robinson, 1986). Per quanto riguarda le precipitazioni, la correlazione con l'altitudine (Fig. 4.1.4a) e il prevalente spostamento verso est delle masse d'aria umida provenienti dall'Oceano Atlantico ha permesso di riconoscere due zone pluviometriche. La zona pluviometrica sopravento, caratterizzata da maggiori precipitazioni, che si estende dalla costa del Mar Tirreno al principale spartiacque morfologico della catena appenninica e una zona pluviometrica sottovento, caratterizzata da precipitazioni inferiori, che comprende l'area ad est del principale spartiacque appenninico. Per entrambe le zone pluviometriche è stato trovato un modello di regressione lineare con la quota (eq. 4.1.1 e 4.1.2), anche se caratterizzato da una rilevante differenza per l'effetto orografico, o *rain shadow effect*, dovuto alla catena appenninica.

Per la zona pluviometrica sopravento:

$$P (\text{mm}) = 0.806 \times h (\text{m s.l.m.}) + 534 (\text{corr.} = 0.707; \text{prob.}_{\text{t-Student}} < 0.001\%) (eq. 4.1.1)$$

Per la zona pluviometrica sottovento:

 $P (\text{mm}) = 0.187 \times h (\text{m s.l.m.}) + 786 (\text{corr.} = 0.289; \text{prob.}_{\text{t-Student}} = 0.36\%) (eq. 4.1.2)$

Considerando l'estensione della zona pluviometrica sopravento, che comprende i 40 acquiferi carsici dell'area di studio, la relativa correlazione lineare tra precipitazione (*P*) e quota (*h*) (equazione 4.1.1) è stata ritenuta idonea per ricostruire il modello distribuito delle precipitazioni su tutta l'area di studio utilizzando la tecnica del *regression kriging* (Fig. 4.1.4c). Diversamente dalla precipitazione, la temperatura dell'aria ha mostrato un'unica correlazione lineare con l'altitudine, pur non essendo influenzata dall'aspetto del pendio o dalla direzione di movimento delle masse d'aria umida (Fig. 4.1.4b):

T (°C) = -0,0075 × h (m s.l.m.) + 23,02 (corr. = -0,914; prob.t-Studente < 0,001%). (eq. 4.1.3)

L'equazione lineare empirica (eq. 4.1.3) è stata implementata nel *regression kriging* per ottenere un modello distribuito della temperatura dell'aria sull'area di studio (Fig. 4.1.4d). Da entrambi i modelli distribuiti, sono stati stimati i valori medi delle precipitazioni e della temperatura dell'aria per le aree degli acquiferi carsici con la stessa risoluzione spaziale (1000 × 1000 m) dei dati MODIS AET.

4.2. Modelli distribuiti dell'AET medio annua

Per stimare la ricarica delle acque sotterranee a scala regionale, sono stati ricostruiti i modelli distribuiti dell'AET medio annua (2000-2014), calcolata utilizzando le formule di Coutagne e Turc, nonché il PET medio annuale, calcolato con la formula di Thornthwaite. sulla base dei modelli distribuiti delle precipitazioni e della temperatura dell'aria. Inoltre, per lo stesso periodo è stato ricostruito anche un modello distribuito del MODIS AET medio annua. La risoluzione spaziale dei modelli Coutagne, Turc e Thornthwaite è stata omogeneizzata con quella del MODIS AET (1000 × 1000 m). Per valutare la variabilità spaziale dell'AET medio annua, i valori calcolati per ogni pixel sono stati analizzati statisticamente utilizzando aggregazioni sia per il singolo sia per tutti gli acquiferi carsici. Tra i primi risultati vi è la stima dei valori medi annui di AET per le aree dei 40 acquiferi carsici considerati. In particolare, la MODIS AET è risultata corrispondere a circa 670 mm·anno-1, mentre le formule di Coutagne, Turc e Thornthwaite sono risultate corrispondenti a circa 599 mm·anno⁻¹, 539 mm·anno⁻¹ e 694 mm·anno⁻¹, rispettivamente. Inoltre, la variabilità spaziale della MODIS AET medio annua è stata stimata utilizzando box plot per singoli acquiferi carsici ed un'analisi di frequenza di tutti gli acquiferi carsici (Fig. 4.1.5). Attraverso un'analisi della variabilità spaziale della MODIS AET per i 40 acquiferi carsici studiati, è stato riconosciuto che l'acquifero carsico di Monte Circeo (ID 12) ha il valore più alto di MODIS AET medio annua (820 mm·anno-1), mentre per l'acquifero di Monte Rotella (ID 6) è stato riconosciuto il valore minimo della MODIS AET medio annua (circa 550 mm·anno⁻¹).



Figura 4.1.5 – (a) Box plot delle stime dell'evapotraspirazione reale (AET) (Mu & Zhao, 2011) del *Moderate Resolution Imaging Spectrometer* (MODIS) per ciascun acquifero carsico. Legenda: (A) unità calcaree e dolomitiche della serie di piattaforma carbonatica (Giurassico–Paleogene); (B) unità dolomitiche della serie di

piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (C) unità calcareo-marnose della serie di bacino esterno (Triassico-Paleogene). (b) Istogramma di frequenza della MODIS AET per i 40 acquiferi carsici.

La rilevante variabilità spaziale del MODIS AET tra i 40 acquiferi carsici considerati (Fig. 4.1.5) è stata ipotizzata essere correlata alla variabilità dei parametri di controllo dell'evapotraspirazione, quali precipitazioni e temperatura dell'aria, dipendenti dall'altitudine e dall'uso del suolo o il tipo di vegetazione (che tiene conto della disponibilità di umidità del suolo). A tal proposito, sono state individuate anche le correlazioni di Pearson tra il valore medio annuo della MODIS AET, stimato per ciascun acquifero carsico, e altri parametri medi stimati per ciascun acquifero carsico (temperatura dell'aria, NDVI, altitudine, copertura vegetale, distanza dalla costa e percentuale di litologia calcarea affiorante (Fig. 4.1.6).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella

	MODIS AET	Temperature	Precipitation	NDVI	Altitude	Forest	Dist. from the opar	t % Limestone
% Limestone	24	.13	.13	-,13	10	00	28	% Limestone
Dist. from the coast	45	84	211-	51	.82	.16	Dist. form the coast	
Forest	.43	38	.63	.38	.37	Forest		
Altitude	45	99	60'	58	Altitude		the second second	
INDN	.83	.55	.38	IVON			1	
Precipitation	.36	60'-	Precipitation					the start of
t correlation Air Temperature	.44	Air Temperature		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	1		/	
Pearson's product-momen MODIS AET	MODIS AET			L'interior in the				

Figura 4.1.6 – Matrice di correlazione tra MODIS AET e le altre variabili idrologiche e fisiografiche. NDVI: indice di vegetazione differenziale normalizzato.
L'analisi della matrice di correlazione ha rivelato complesse relazioni tra i parametri che dipendono dall'altitudine, quindi dai contesti morfologici e fisiografici dell'area di studio, nonché dalla copertura vegetale. I seguenti parametri erano meglio correlati con la MODIS AET ed erano di maggiore significatività statistica: NDVI (corr. = 0,83), che controlla direttamente la domanda di evapotraspirazione; altitudine (corr. = -0,45), che regola indirettamente la temperatura dell'aria; temperatura dell'aria (corr. = 0,44), che controlla direttamente il processo di evapotraspirazione; copertura vegetale (corr. = 0,43), che regola direttamente la densità della vegetazione e l'NDVI; distanza dalla linea di costa (corr. = -0,45), che controlla indirettamente l'altitudine perché dipende dall'assetto fisiografico dell'area studiata; precipitazione (corr. = 0,36), che regola la disponibilità dell'acqua del suolo per la richiesta di evapotraspirazione. Al contrario, la correlazione con la percentuale di litologia calcarea affiorante è risultata essere una correlazione statistica insignificante a causa della composizione mista delle montagne carbonatiche, formate anche da rocce dolomitiche. I valori medi annuali di AET, che sono stati stimati utilizzando l'algoritmo MODIS (Mu & Zhao, 2011), le formule Coutagne e Turc, e i valori medi annuali di PET, che sono stati stimati utilizzando la formula di Thornthwaite, sono stati reciprocamente confrontati per ciascun acquifero carsico (Fig. 4.1.7); ciò ha consentito di valutare, in generale, la dispersione dei valori ottenuti con le formule empiriche per vedere se fossero coerenti con quelli della MODIS AET (Fig. 4.1.5).



Figura 4.1.7 – Confronto tra le stime dell'AET utilizzando le formule Coutagne e Turc, l'evapotraspirazione potenziale (PET) utilizzando la formula di Thornthwaite e il MODIS AET.

È emerso che le stime effettuate con le formule Coutagne e Turc tendevano in generale a dare valori più bassi, mentre quelle ottenute con la formula di Thornthwaite e il MODIS AET hanno prodotto valori più alti. Per confrontare meglio i risultati dell'AET ottenuti con metodi diversi, è stata effettuata un'analisi di frequenza delle differenze tra le stime della MODIS AET medio annua, l'AET stimata con le formule di Turc e Coutagne e la PET con la formula di Thornthwaite (Fig. 4.1.8). Considerando il valore medio della differenza come parametro indicante la migliore corrispondenza, i risultati ottenuti utilizzando la formula di Thornthwaite sono risultati essere i più vicini a quelli del MODIS AET, in quanto caratterizzato dal valore più basso (-19,0 mm). Al contrario, i risultati ottenuti utilizzando le formule Turc e Coutagne sono stati riconosciuti come caratterizzati da differenze medie più elevate, rispettivamente di 76,5 mm e 137 mm. Inoltre, l'analisi di frequenza delle differenze ha mostrato distribuzioni gaussiane molto simili con i valori di deviazione standard compresi tra 140 e 183 mm.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.1.8 – Analisi di frequenza delle differenze tra le stime del MODIS AET medio annuo e i valori dell'AET calcolati con la formula di Coutagne (a), della formula Turc (b), e i valori della PET stimati con la formula di Thornthwaite (c).

4.3. Valutazione della ricarica delle acque sotterranee

Considerando il modello distribuito di precipitazione (Fig. 4.1.4c); modelli distribuiti di evapotraspirazione, stimati utilizzando le formule di Coutagne, Turc e Thornthwaite; modello distribuito dei valori MODIS AET e AGRC degli acquiferi carsici (Tab. 4.4.1) sono state ottenute diverse stime della ricarica delle acque sotterranee per i 40 acquiferi carsici dell'area di studio. Di conseguenza, sono stati calcolati quattro rispettivi modelli distribuiti di ricarica delle acque sotterranee, basati sulle stime di evapotraspirazione trovate utilizzando le formule Coutagne, Turc e Thornthwaite, nonché i dati satellitari MODIS (Fig. 4.1.9).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.1.9. – Modelli distribuiti della ricarica delle acque sotterranee degli acquiferi carsici stimata considerando l'evapotraspirazione calcolata utilizzando (a) la formula di Coutagne, (b) la formula di Turc, (c) la formula di Thornthwaite e (d) i dati satellitari MODIS.

Come risultato preliminare, considerando l'aggregazione degli acquiferi carsici, la stima della ricarica medio annua delle acque sotterranee basata sulla MODIS AET è stata di 448 mm·anno⁻¹. Al contrario, considerando le formule Coutagne, Turc e Thornthwaite, è stato stimato rispettivamente 533, 494 e 437 mm·anno⁻¹. Inoltre, per la ricarica delle acque sotterranee, le stime sono state confrontate tra loro per ciascun acquifero (Fig.4.1.10; Tab. 4.1.2). Da questo confronto, la relativa dispersione dei risultati è stata riconosciuta come controllata principalmente dalla precipitazione, ovvero dall'altitudine e dai fattori fisiografici, e secondariamente dall'AET (Fig.4.1.7) e dall'AGRC; quindi, la variabilità era concettualmente coerente con quella dei parametri precedentemente illustrati.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.1.10 – Confronto della ricarica medio annua delle acque sotterranee che è stata stimata considerando il MODIS AET, nonché le formule Coutagne, Turc e Thornthwaite.

Per quanto riguarda gli effetti derivanti dall'utilizzo di diversi approcci per la stima dell'AET, i valori più alti della ricarica medio annua delle acque sotterranee sono stati ottenuti per l'acquifero del Monte Terminio (ID 27), mentre i valori più bassi sono stati trovati per l'acquifero del Monte Circeo (ID 12). Tale differenza potrebbe essere spiegata dalla differenza di altitudine dei due acquiferi, quindi dalla diversa precipitazione medio annua, nonché dal valore AGRC relativamente più elevato per l'acquifero carsico del Terminio (78%), esaltato dalla rilevante presenza di fenomeni carsici (aree endoreiche), rispetto a dell'acquifero carsico del Circeo (48%). In seguito, i valori di ricarica delle acque sotterranee ottenuti con le formule Coutagne e Turc sono risultati generalmente i più alti (ID 13, 16, 39 e 40; Tab. 4.1.2.). Invece, le stime che utilizzavano la formula di Thornthwaite e i dati satellitari MODIS sono state riconosciute come le più basse. Tale differenza era coerente con quella osservata per le stime di evapotraspirazione effettuate con l'approccio considerato. Al fine di valutare l'effetto della considerazione dell'evapotraspirazione calcolata utilizzando le formule di Coutagne, Turc e Thornthwaite sulla stima della ricarica delle acque sotterranee, è stata eseguita un'analisi di frequenza delle differenze con stime basate sulla MODIS AET (Fig. 4.1.11).



Figura 4.1.11 – Distribuzione statistica delle differenze a coppie nelle stime della ricarica media annua delle acque sotterranee calcolata considerando l'evapotraspirazione con le formule Coutagne (a), Turc (b) e Thornthwaite (c) rispetto a quella basata sul MODIS AET.

Inoltre, nel caso della stima della ricarica delle acque sotterranee, i valori più bassi della differenza media sono stati trovati per le stime basate sulla formula di Thornthwaite, corrispondenti a 10,5

mm anno⁻¹. Al contrario, sono stati trovati valori più alti della differenza media per le stime basate sulle formule Turc e Coutagne, rispettivamente con -46,8 mm anno⁻¹ e -85,5 mm anno⁻¹. L'analisi di frequenza delle differenze ha mostrato una distribuzione gaussiana molto simile con le deviazioni standard variabili da 85,7 a 112,9 mm anno⁻¹.

ID	Acquiforo	Area	Coutagne	Turc	Thornthwaite	MODIS AET
	Acquiteto	(km²)	(10 ⁶ m ³ ·year ⁻¹)	(106 m ³ ·year ⁻¹)	(106 m ³ ·year ⁻¹)	(106 m ³ ·year ⁻¹)
1	Cerella	137	51.7	51.3	42.6	44.3
2	Simbruini	1076	664.9	611.7	554.3	561.2
3	Cornacchia	723	464.5	410.9	380.7	366.9
4	Marsicano	204	111.5	96.6	88.6	84.0
5	Genzana	277	128.7	116.8	102.2	98.2
6	Rotella	40	17.6	16.6	13.9	14.6
7	Porrara	64	26.1	25.0	21.1	18.3
8	Lepini	483	211.1	206.0	175.2	180.7
0	Colli	07	20.0	20.9	25.0	
9	Campanari	97	30.9	50.8	23.0	23.4
10	Capraro	61	19.4	19.4	14.8	14.7
11	Campo	16	5.1	5.0	4.2	3.8
12	Circeo	7	1.0	1.0	0.4	0.5
13	Ausoni	826	374.8	368.1	302.3	372.4
14	Venafro	365	193.8	189.8	168.3	174.9
15	Totila	195	59.2	59.4	49.8	50.4
16	Maio	93	33.4	32.8	25.0	35.3
17	Matese	588	412.7	367.3	342.5	331.2
18	Tre Confini	28	11.5	11.0	9.9	8.8
19	Moschiaturo	85	41.9	39.9	36.2	35.8
20	Massico	29	7.1	7.0	4.5	5.6
21	Maggiore	173	53.9	52.8	41.8	42.9
22	Camposauro	50	19.8	19.2	16.1	17.7
23	Tifatini	65	14.8	14.4	8.6	17.0
24	Taburno	43	20.4	19.3	17.2	16.4
25	Durazzano	52	17.1	16.8	13.4	19.1
26	Avella	334	212.5	188.3	172.1	174.3
27	Terminio	167	143.3	127.9	117.7	114.0
28	Capri	9	1.4	1.3	0.4	1.2
29	Lattari	245	118.6	110.7	99.9	98.2
30	Salerno	46	18.8	17.8	16.1	16.2
31	Accellica	206	121.9	109.4	102.2	96.9
32	Cervialto	129	110.8	94.3	89.0	85.6
33	Polveracchio	114	75.9	65.7	61.5	56.4
34	Marzano	308	108.1	105.2	82.7	103.1
35	Alburni	254	139.8	133.2	113.0	109.1
36	Cervati	318	197.1	181.8	163.3	160.8
37	Motola	52	25.6	23.9	20.9	23.1
38	Maddalena	300	124.7	122.8	102.9	109.1
39	Forcella	217	97.0	94.4	80.3	92.4
40	Bulgheria	101	38.4	37.0	29.8	35.1

Tabella 4.1.2 – Valori della ricarica media annua delle acque sotterranee (106 m³ anno⁻¹) degli acquiferi carsici dell'area di studio (Fig. 4.1.1) calcolati utilizzando diverse stime di evapotraspirazione: AET (formule Coutagne e Turc), PET (formula Thornthwaite) e MODIS AET.

5. Discussioni

In letteratura si trovano diversi esempi di valutazione della ricarica delle acque sotterranee mediante dati di telerilevamento per diverse parti del mondo (Lubczynski & Gurwin, 2005; Tweed et al., 2007; Wang, Kgotlhang & Kinzelbach, 2008; Szilágyi, Kovács & Józsa, 2012; Niraula et al., 2017), nonché per identificare i siti con la maggiore ricarica efficace artificiale delle acque sotterranee (Jasrotia, Kumar & Saraf, 2007). I dati e gli approcci utilizzati in questi studi sono stati principalmente indirizzati alla stima dei parametri idrologici relativi alla disponibilità di acqua del suolo e all'evapotraspirazione e all'elaborazione di questi dati in un ambiente GIS. Nessuno di questi casi ha riguardato lo studio degli acquiferi carsici; pertanto, gli approcci e i risultati mostrati in questa ricerca possono essere considerati significativi nel campo dell'idrogeologia carsica. I risultati ottenuti attraverso la modellazione dei parametri che controllano la ricarica delle acque sotterranee negli acquiferi carsici dell'Appennino meridionale hanno rivelato utili progressi nella gestione di questo tipo di stime, che sono di fondamentale rilevanza nell'ambito di un'opportuna valutazione delle risorse idriche sotterranee. Un primo importante risultato raggiunto nella ricostruzione dei modelli regionali distribuiti di ricarica delle acque sotterranee è stato il riconoscimento dell'effetto barriera orografica della catena appenninica, che controlla fortemente la distribuzione spaziale delle precipitazioni medie annue, attraverso l'individuazione di zone pluviometriche sopravento e sottovento, dove ogni zona fornisce una specifica correlazione delle precipitazioni con l'altitudine. Questo risultato, insieme alla correlazione lineare unica trovata tra la temperatura medio annua dell'aria e l'altitudine, è stato proposto come uno strumento utile per modellare le precipitazioni e la temperatura dell'aria distribuite nello spazio tramite una tecnica di regression kriging. Questi modelli distribuiti sono stati utilizzati per stimare l'evapotraspirazione tramite le formule classiche di Coutagne, Turc e Thornthwaite. Le variabilità interannuali delle precipitazioni e della temperatura dell'aria sono risultate essere i principali parametri che controllano l'AET alla scala dell'acquifero e nell'intera area di studio. Di conseguenza, i risultati della MODIS AET sono risultati caratterizzati da una forte variabilità spaziale e temporale quando si considerano sia le scale temporali annuali che medie annuali. Inoltre, nel caso delle stime di ricarica delle acque sotterranee, i valori più bassi della differenza media sono stati trovati per le stime basate sulla formula di Thornthwaite, corrispondenti a 10,5 mm anno-1. Al contrario, sono stati trovati valori più alti della differenza media per le stime basate sulle formule Turc e Coutagne, rispettivamente con -46,8 mm anno-1 e -85,5 mm anno-1. L'analisi di frequenza delle differenze ha mostrato una distribuzione gaussiana molto simile con le deviazioni standard, variabili da 85,7 a 112,9 mm anno-1. I risultati ottenuti sulla stima della ricarica delle acque sotterranee dei 40 acquiferi carsici dell'Italia meridionale utilizzando l'integrazione dei dati AET stimati tramite i dati satellitari MODIS aprono nuove prospettive e progressi nella valutazione delle risorse idriche sotterranee. Il risultato più importante è il superamento delle incertezze legate all'applicazione di formule empiriche dovute a dati meteorologici spazialmente e temporalmente discontinui. In particolare, il confronto dei risultati ottenuti considerando la MODIS AET con quelli derivati dall'applicazione delle formule classiche ha indicato che la MODIS AET era superiore a quella stimata con i metodi empirici Coutagne e Turc, mentre era molto vicino ai valori di PET stimato utilizzando la formula di Thornthwaite. Questo risultato fornisce spunti e comprensione molto interessanti riguardo alla stretta corrispondenza dell'AET con la PET, che sembra dipendere da (a) precipitazioni rilevanti attraverso le catene montuose che costituiscono gli acquiferi carsici dell'Italia meridionale; (b) limitata domanda di evapotraspirazione dovuta alla temperatura più bassa, che è dovuta alle altitudini più elevate; (c) l'esistenza di una copertura del suolo diffusa e abbastanza continua, che favorisce lo sviluppo di una fitta vegetazione spesso caratterizzata da un uso del suolo tipo bosco. Un importante contributo alla formazione della copertura del suolo nell'area di studio è stato legato all'attività dei centri vulcanici della Campania durante il Quaternario, le cui eruzioni esplosive hanno portato alla dispersione di depositi piroclastici da caduta di cenere con una distribuzione spaziale variabile attraverso l'area di studio che dipendeva dagli assi di dispersione e dalla distanza dai centri vulcanici. In queste condizioni, i suoli che ricoprono gli acquiferi carsici si comportano come un serbatoio d'acqua, che immagazzina l'umidità durante la stagione autunnale-invernale delle piogge e la rilascia durante la stagione primaverile-estiva per il fabbisogno dell'evapotraspirazione. I risultati ottenuti indicano che, in generale, la domanda evapotraspirativa, o PET, è soddisfatta dalla disponibilità di risorse idriche provenienti dallo stoccaggio dell'acqua del suolo ed è quasi equivalente all'AET.

6. Conclusioni

Attraverso il confronto con gli approcci classici utilizzati per la stima dell'evapotraspirazione, l'applicazione dei dati satellitari MODIS si è dimostrata uno strumento pratico per stimare l'AET e ridurre l'incertezza dovuta alla disomogeneità spaziale e temporale delle reti meteorologiche. Pertanto, i risultati raggiunti hanno consentito di ottenere progressi nella valutazione della ricarica delle acque sotterranee degli acquiferi carsici a scala regionale e di comprendere come le condizioni climatiche e le caratteristiche pedo-vegetazionali esistenti negli acquiferi carsici dell'Italia meridionale influenzino i precessi di evapotraspirazione reale che risulta essere quasi corrispondente all'evapotraspirazione potenziale. L'integrazione dei dati idrologici terrestri con quelli derivanti dal satellite MODIS rappresenta un valido approccio per la stima e la modellizzazione dei valori di AET, e quindi, della ricarica degli acquiferi carsici a scala regionale e medio annua. Questo risultato sarebbe molto utile per migliorare i risultati di ulteriori studi da effettuare sull'analisi dei processi idrologici che si verificano a scala locale in diverse condizioni di copertura del suolo, fratturazione e/o carsismo del substrato roccioso. Infine, questo metodo può essere concepito come un importante strumento per un appropriato modello di gestione delle acque sotterranee degli acquiferi carsici che sia finalizzato al controllo e alla mitigazione degli effetti della variabilità climatica e possa essere utilizzato nel mondo in aree idrogeologicamente simili dove vi è una disponibilità eterogenea e discontinua delle registrazioni meteorologiche.

4.2. Modello idrogeologico concettuale e bilancio idrologico dei Monti di Avella

1. Introduzione

A scala globale e locale gli acquiferi carbonatici ospitano importanti risorse idriche sotterranee per l'approvvigionamento di acqua potabile e costituiscono una risorsa strategica per lo sviluppo socioeconomico. In Appennino meridionale l'elevata permeabilità delle rocce carbonatiche, il verificarsi di precipitazioni abbondanti in autunno e inverno e la presenza di ampie aree endoreiche sui rilievi carbonatici favorisce l'infiltrazione e la ricarica degli acquiferi carsici giustificando l'elevata produttività degli stessi (Manna et al., 2013; Allocca, Manna & De Vita, 2014). La variabilità climatica della regione Campania, correlata anche all'Oscillazione Nord Atlantica, genera un'ampia variabilità nella ricarica delle acque sotterranee e delle portate sorgive degli acquiferi carsici, riducendo la disponibilità idrica in estate (De Vita et al., 2012). Ciò può causare, soprattutto nelle aree urbane e costiere, dove la domanda di acqua potabile è elevata, condizioni che possono portare a stress idrico per i sistemi acquedottistici e rischi per l'agricoltura, l'industria e la salute pubblica. Quindi il miglioramento ed aggiornamento delle conoscenze scientifiche sulle caratteristiche idrogeologiche e la raccolta dei dati idrologici per definire i processi di afflusso e deflusso delle falde acquifere nei sistemi carsici, a diverse scale spazio-temporali, è una questione di fondamentale importanza per attuare un uso sostenibile e una gestione resiliente delle acque sotterranee in periodi di siccità e scenari di crisi idrica. I risultati degli studi e delle ricerche effettuati sia a scala regionale che di bacino idrogeologico per i Monti Avella (Civita, De Riso & Nicotera, 1970; Celico, 1983; Cherry & Freeze, 1979; Celico & Piscopo, 1995; Santo et al., 1998; Santo, Prete & I., 2008; Allocca, Manna & De Vita, 2014 and their references; Allocca et al., 2015; De Vita et al., 2018; Vitale & Ciarcia, 2018) anche se di origine eterogenea e con finalità molto diverse, lasciano intravedere sempre più da vicino una prima sintesi che è quella di chiarire la situazione in un quadro idrogeologico unitario. L'aumento demografico e la crescente industrializzazione della regione Campania, il miglioramento del tenore di vita hanno ormai stravolto tutti i calcoli in materia di consumo idrico. Per una corretta gestione e programmazione è necessario partire da una visione d'insieme della situazione idrogeologica, ad una scala spaziale dettagliata, che permetta di individuare e studiare, attraverso un piano organico di monitoraggio, l'unità idrogeologica dei Monti Avella per accertarne le potenzialità e, quindi, definire i livelli di sfruttamento. Si è ritenuto necessario che fosse giunto il momento di realizzare un lavoro di sintesi partendo da un esame critico di tutto il materiale disponibile in un unico documento rappresentato da un nuovo modello idrogeologico concettuale 2D dei Monti Avella realizzato alla scala 1: 50.000 e dal calcolo di un bilancio idrogeologico medio-annuo aggiornato. Tale modello fornisce informazioni fondamentali quali l'identificazione e la caratterizzazione dei complessi idrogeologici, secondo De Vita et al., 2018, l'ubicazione e la caratterizzazione di tutte le sorgenti, la definizione del confine strutturale dell'acquifero e dei rapporti idrogeologici tra il dominio carbonatico e i domini adiacenti. Lo studio si basa sulla raccolta, analisi ed elaborazione dei dati open-free raccolti in ambiente GIS. I risultati ottenuti rappresentano un passo preliminare per la stima di nuovi modelli di ricarica delle acque sotterranee dell'acquifero carsico dei Monti di Avella e per la progettazione di una rete di monitoraggio idrogeologico delle portate sorgive e dei livelli piezometrici.

2. Area di studio

Il sistema carsico i Monti di Avella si estende per 370 km² ed è uno dei principali acquiferi della regione Campania (Allocca, Manna & De Vita, 2014). Il massiccio carbonatico si erge fra la Valle Caudina a nord, la Piana di Nola-Sarno a ovest, la valle del torrente Solofra a sud e la valle del Sabato ad est. Le successioni carbonatiche, rivolte a nord degli Alburni fino a Caserta e quindi comprendenti i Monti Avella di spessore superiore a 3000 metri, sono costituiti da rocce carbonatiche di mare basso, dolomie del Norico-Hettangiano, calcari e calcari dolomitici del Giurassico-Cretaceo inferiore e localmente la sequenza è seguita dalla formazione dei Calcari Cristallini (Vitale & Ciarcia, 2018). Le

rocce carbonatiche sono divise da una complessa rete di faglie e fratture, i cui orientamenti preferenziali sono NE SW, SW NE, NS ed EW. Infatti, l'attuale schema di circolazione delle acque sotterranee del massiccio è strettamente connesso al *network* strutturale ereditato dai complessi eventi tettonici che hanno interessato l'area nel Mio-Pliocene. L'assetto idrogeologico in esame è costituito da due sub-unità divise tra loro dall'importante elemento tettonico della faglia di Monteforte-Baiano che separa la sub-unità idrogeologica dei Monti Avella e del Partenio, a nord, da quella del Pizzo d'Alvano, a sud. Le principali sorgenti del sistema acquifero erano ubicate perché attualmente sono quasi tutte captate al margine sud-ovest con la Piana Campana la cui localizzazione è strettamente legata all'andamento plano-altimetrico della cintura impermeabile e alle caratteristiche strutturali nonché alla posizione e permeabilità delle fasce cataclastiche associate alle principali faglie e thrust della catena appenninica. L'ubicazione delle sorgenti principali, l'assetto geologico e le caratteristiche strutturali hanno permesso di individuare due bacini idrici sotterranei (Celico & de Riso, 1978) e due principali direzioni di flusso delle acque sotterranee: il primo orientato verso il gruppo sorgivo di Cancello con le sorgenti di Calabrito, Mefito I e II (oggi scomparse a causa dell'abbassamento del livello piezometrico causato dall'eccessivo sfruttamento della falda acquifera) e la seconda verso il gruppo sorgivo di Nocera-Sarno con le sorgenti di Santa Maria La Foce, Mercato, Palazzo, Cerola, Santa Marina di Lavorate e San Mauro (Fig.4.2.1).



Figura 4.2.1 – Schema idrogeologico dei Monti di Avella e di Sarno (da Celico & de Riso, 1978, mod.). Legenda: 1) complesso piroclastico alluvionale della Piana Campana a permeabilità medio alta; 2) complesso terrigeno (Argille Varicolori e *flysh* marnoso-calcareo) impermeabile; 3) complesso carbonatico ad alta permeabilità; 4) sovrascorrimento; 5) faglia normale; 6) sorgenti importanti e minori; 7) direzioni di flusso principale della falda.

2.1. Precedenti conoscenze

2.1.1. Cartografia idrogeologica storica

L'acquifero carsico dei Monti di Avella è studiato fin dagli anni '60 in quanto alimenta importanti sorgenti per le quali sono state eseguite diverse azioni di captazione nel seguente ordine: galleria

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

drenante e campo pozzi per la sorgente Santa Maria La Foce, campo pozzi in galleria per il gruppo sorgivo di Mercato-Palazzo, galleria drenante per la sorgente Santa Marina di Lavorate, bottino di presa per la sorgente Cerola (non più captata) e campo pozzi per la sorgente di San Mauro. La prima carta idrogeologica dei Monti di Avella risale a (Civita, De Riso & Nicotera, 1970), l'elaborato è stato redatto in scala 1: 200.000 e suddivide l'unità idrogeologica dei Monti Avella in due grandi subunità divise da un'importante faglia sull'allineamento tettonico di Baiano-Monteforte: l'unità di Avella (Partenio) si estende a N-NE di questa linea ed è caratterizzata dalla presenza di faglie prevalentemente inverse; mentre l'unità Pizzone-Alvano si trova a S-SW dove la presenza di faglie normali è predominante. Le evidenze idrogeologiche hanno confermato che nonostante il massiccio carbonatico sia suddiviso in due subunità in superficie, l'acquifero profondo è comune poiché le quote delle sorgenti dei gruppi sorgivi di Cancello e di Sarno nonché le quote della superficie piezometrica misurate nei sondaggi che intercettano il substrato carbonatico effettuati ai margini della dorsale Pizzone-Alvano hanno individuato la presenza di acqua in pressione che si è livellata ad altitudini prossime a quelle delle sorgenti. Secondo questo schema l'acquifero doveva trovarsi giustapposto a materiali impermeabili e in parte alle dolomie basali della serie carbonatica su cui, nel contesto idrogeologico dell'Appennino meridionale, sono sovrapposte le falde calcaree. Questa ipotesi è stata supportata dal bilancio idrogeologico illustrato nello stesso documento (Tab. 4.2.1). Manca, però, in questo lavoro un'ipotesi sull'andamento del deflusso idrico sotterraneo e sui limiti superficiali del bacino di ricarica dei due gruppi sorgivi (Cancello e Sarno). Come aggiornamento delle conoscenze idrogeologiche sui Monti di Avella segue Civita et al. (1973). La carta redatta in due fogli in scala 1:100.000 e descrive le caratteristiche idrogeologiche della Campania nordoccidentale distinguendo quattro gruppi di complessi idrogeologici per un totale di 20 complessi, denominati: base strutturale; piattaforma carbonatica; terziario marino e quaternario continentale. In Civita et al. (1973) l'unità idrogeologica dei Monti Avella è compresa nella Zona Centrale o nei Massicci carbonatici e rientra quindi nel gruppo dei complessi idrogeologici della piattaforma carbonatica. Essa appare caratterizzata, già a questa scala, da una complessa rete di faglie normali ed inverse e da thrust solo nella parte nord-orientale. Tuttavia, nel 1973 mancano ancora informazioni sulla portata dell'acquifero basale ed una definizione approfondita dell'area di ricarica dei gruppi sorgivi di Cancello di Sarno ma è stato comunque possibile, su base morfologica, ricostruire una prima ipotesi del suo limite idrogeologico. Invece, con la cartografia di Celico & de Riso, 1978 sullo schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale redatto in scala 1: 400.000 è stata fatta una prima ipotesi del perimetro dei limiti idrogeologici dell'acquifero carsico su base idrostrutturale, del modello di deflusso dell'acquifero profondo e sul modello di alimentazione dei due gruppi di sorgenti. Si individua, infatti, la presenza di sei complessi e ventisei unità idrogeologiche. I Monti di Avella sono compresi nell'unità idrogeologica dei Monti di Avella-Montevergine-Pizzo d'Alvano. In tale unità gli autori separano, per la prima volta, l'alto idrostrutturale che alimenta il gruppo sorgivo di Cancello le cui sorgenti Mefito e Calabricito sono caratterizzate da un'elevata mineralizzazione legata alla particolare struttura tettonica della collina di Cancello e la restante parte che alimenta il gruppo sorgivo di Sarno legato all'affioramento di un unico acquifero in punti direttamente connessi con l'andamento preferenziale di fratturazione e alle variazioni locali della quota della cintura impermeabile. (Celico, 1983) ridefinisce e chiarisce il comportamento della linea tettonica che separa la parte dell'alto idrostrutturale della collina di Cancello e la restante parte dell'unità idrogeologica, ovvero uno spartiacque aperto. Le conoscenze idrogeologiche sull'acquifero carsico dei Monti Avella si fermano con la carta di (Allocca et al., 2007) redatta in scala 1:250.000 e di (De Vita et al., 2018) redatta in scala 1:300.000 che studiano lo schema idrogeologico dell'Italia meridionale e individuano cinque gruppi principali di complessi idrogeologici. A seconda dell'importanza decrescente per l'approvvigionamento idrico dei sistemi acquedottistici, possono essere identificati come segue: complessi di piattaforma carbonatica mesocenozoica; complessi alluvionali ed epiclastici plio-quaternari; complessi vulcanici plio-quaternari; complessi cristallini paleozoici; complessi terrigeni meso-cenozoici. Con questi ultimi due studi si

definiscono i limiti idrogeologici dell'acquifero carbonatico, viene formulata una seconda ipotesi dell'andamento del flusso della falda acquifera profonda, si definiscono i limiti dei bacini di alimentazione dei due gruppi sorgivi (Cancello e Sarno) e i rapporti di travaso e alimentazione con gli acquiferi adiacenti. L'aspetto innovativo di questi ultimi due lavori scientifici è che tutte le sorgenti sono state classificate in termini di portata e, in captate e non, per evidenziare se un punto sorgente sulla mappa rappresenta il punto di recapito delle acque o l'emersione delle stesse in superficie.

2.1.2. Bilanci idrologici storici

I bilanci idrogeologici effettuati per i Monti di Avella sono molteplici (Civita, De Riso & Nicotera, 1970; Celico & de Riso, 1978; Allocca, Manna & De Vita, 2014). Partendo dall'equazione di bilancio Civita, De Riso & Nicotera, 1970 calcolano tutti i parametri sulla base della raccolta dei dati di pioggia e temperatura su 11 stazioni pluviometriche e 7 stazioni termometriche. Il bilancio effettuato in scala 1:200.000 considera una superficie totale di 361 km² per il periodo 1968-1969. Con il metodo Thiessen è stata calcolata la lama d'acqua caduta sull'area, che corrisponde a 665 milioni di metri cubi nel periodo considerato. L'evapotraspirazione reale è stata calcolata utilizzando la formula Turc (Turc, 1954) sulla base dei dati sperimentali di piovosità e termometria ed è pari a 267 milioni di metri cubi. Il deflusso è stato ritenuto trascurabile e il coefficiente di infiltrazione potenziale (C.I.P.) pari a 1. Pertanto, l'infiltrazione effettiva è stata calcolata tramite l'idrogramma di deflusso della sorgente ed è risultata pari a 420 milioni di metri cubi. Un secondo bilancio idrogeologico dei Monti di Avella è stato effettuato per dimostrare la funzione dello spartiacque della Valle Caudina tra l'unità idrogeologica di Avella-Partenio-Pizzone-Alvano e quello di Durazzano (Celico & de Riso, 1978). Partendo da una scala di 1:400.000, il suddetto lavoro utilizza il criterio di confronto tra il valore delle portate medie sorgive con il valore dell'infiltrazione effettiva calcolata dalla differenza tra la precipitazione e l'evapotraspirazione, ipotizzando il deflusso trascurabile e il coefficiente di infiltrazione potenziale pari a 1. I dati climatologici si riferiscono al periodo 1921-1950 per le precipitazioni relative a 9 stazioni pluviometriche e per le temperature relative a 30 stazioni termometriche duranti il periodo compreso tra il 1926 e il 1955. La lama d'acqua è stata calcolata utilizzando il metodo di Thiessen modificato inserendo alcune stazioni fittizie per superare il problema della non uniformità spaziale delle stazioni allora presenti nell'area. Inoltre, lo studio ha previsto il calcolo della lama d'acqua e di conseguenza anche di tutti gli altri parametri idrogeologici anche con il metodo delle isoiete per la validazione dei dati e una migliore comparazione dei dati di portata sorgiva. I valori di evapotraspirazione sono stati calcolati utilizzando la formula Turc, il deflusso superficiale è stato ritenuto trascurabile e il coefficiente di infiltrazione potenziale (C.I.P.) pari a 1. I valori dei parametri idrogeologici risultanti dai due metodi di calcolo applicati in Celico

Unità	Area]	2	AE	Г	Р	$P_e = P - AET$		Qw		Qs		
	km ²	mm	mm	mm	mm	%	m	m	106	m³/s	m	³ /s	m^3/s
		Т	Ι	Т	Ι		Т	Ι	Т	Ι	Т	Ι	
Avella	360	1339	1447	590	638	44.1	749	809	270	291	8.52	9.17	8.9

& de Riso, 1978 sono riassunti nella Tab. 4.2.1.

Tabella 4.2.1 - Tavola riassuntiva del bilancio idrogeologico effettuato per l'acquifero carsico del Monte Avella da Celico & de Riso, 1978. T: metodo di Thiessen; I: metodo delle isoiete.

Il bilancio idrogeologico più aggiornato degli acquiferi carsici dell'Appennino centro-meridionale è stato effettuato da Allocca, Manna & De Vita (2014) alla scala 1: 250.000. Tale contributo scientifico valuta oltre alla ricarica medio annua delle acque sotterranee degli acquiferi carsici dell'Appennino meridionale (Italia) anche il coefficiente di ricarica medio annuo delle acque sotterranee (AGRC) attraverso un approccio integrato basato su fattori idrogeologici, idrologici, geomorfologici, di uso del suolo e copertura vegetale del suolo. Utilizzando le serie temporali delle precipitazioni e della

temperatura dell'aria raccolte attraverso le stazioni di monitoraggio (387 e 228 stazioni, rispettivamente) operanti nel periodo 1926-2012, è stata stimata la pioggia efficace medio annua ($P_e = P - AET$) e la sua distribuzione è stata modellata su scala regionale considerando l'effetto di barriera orografica e l'effetto ombra della catena appenninica, nonché il controllo altitudinale. In quest'ultimo documento l'area totale dei Monti Avella era pari a 334 km².

Bilancio idrologico	Area	Scala	Periodo	Rete di mo	nitoraggio	Ricarica	Rendimento medio unitario	
(autori)	km ²			n. P stazioni	n. T stazioni	$m^3 s^{-1}$	$m^3 s^{-1} km^{-2}$	
1. (Civita, De Riso & Nicotera, 1970)	361	1:200.000	1968-1969	11	7	13.3	0.037	
2. (Celico & de Riso, 1978)	360	1:300.000	1921-1955	9	30	8.6-9.2	0.023-0.025	
3. (Allocca, Manna & De Vita, 2014)	334	1:250.000	1921-2012	387	228	6.37	0.019	

Tabella 4.2.2 - Tabella riassuntiva dei bilanci idrogeologici effettuati per l'acquifero carsico del Monte Avella.

3. Dati e metodi

3.1. Dati cartografici

Questo studio si basa sulla raccolta, analisi ed elaborazione in ambiente GIS di dati cartografici (freeopen) e di molti documenti disponibili sull'area di studio. Il modello digitale dell'elevazione (20 m), la Cartografia Tecnica Regionale della regione Campania (CRT) in scala 1: 5.000 e le carte topografiche dell'Istituto Geografico Militare italiano (IGM) in scala 1: 25.000 hanno rappresentato le basi topografiche per lo sviluppo del modello idrogeologico. Queste basi cartografiche, congiuntamente alla rete idrografica, primaria e secondaria del Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, hanno consentito di perimetrare i bacini endoreici sommitali che caratterizzano ed influenzano i processi di ricarica dell'acquifero carsico dei Monti di Avella. Le carte geologiche del progetto CARG in scala 1:50.000 hanno costituito la base geologica da cui è stato sviluppato il nuovo modello idrogeologico concettuale dell'acquifero e quindi per la definizione di complessi idrogeologici alla scala 1: 50.000. L'area di studio ricade in sei fogli geologici: 431 Caserta Est, 432 Benevento, 448 Ercolano, 449 Avellino, 466 Sorrento-Termini e 467 Salerno. Il modello è stato arricchito con le informazioni idrogeologiche ottenute dalla carta idrogeologica dell'Appennino meridionale in scala 1:250.000 (De Vita et al., 2018) utili anche per definire le relazioni idrogeologiche con i domini adiacenti. I dati di letteratura disponibili hanno poi consentito di aggiungere sia informazioni idrogeologiche che di chiarire e integrare il massivo quadro strutturale carbonatico (Civita, De Riso & Nicotera, 1970; Civita et al., 1973; Celico & de Riso, 1978; Celico et al., 1980; De Riso & Ducci, 1992; Celico & Piscopo, 1995; Santo et al., 1998; Santo, Prete & I., 2008; De Vita et al., 2012; Allocca, Manna & De Vita, 2014; Allocca et al., 2015; De Vita et al., 2018; Vitale & Ciarcia, 2018). Considerando i dati acquisiti, l'attenzione si è concentrata principalmente sull'aspetto geologico, inquadrando l'area di interesse e utilizzando la cartografia in scala 1: 50.000 del progetto CARG messa a disposizione dall'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale). Per produrre una cartografia quanto più omogenea possibile sia dal punto di vista litostratigrafico che strutturale è stato necessario combinare i diversi fogli geologici su base morfologica e topografica. In una prima fase per ogni foglio sono state individuate tutte le unità geologiche presenti nell'area di studio al fine di consentire una corretta classificazione, passando poi ad una suddivisione delle unità su base litostratigrafica e cronostratigrafica. La classificazione comprende quindi tre tipologie di depositi: depositi alluvionali, depositi vulcanici e depositi carbonatici. Ulteriori dati sono stati raccolti ed integrati dalle note esplicative delle carte geologiche utilizzate. L'identificazione delle unità ha poi permesso di accorparle su base litologica ed infine è stato possibile associarle ai complessi idrogeologici di appartenenza. Il riconoscimento

dei corpi idrici sotterranei, intesi come volumi di acque sotterranee (Direttiva 2000/60/CE, Parlamento Europeo, 2000), è necessariamente legato alla caratterizzazione idrogeologica dei corpi geologici che consentono il drenaggio delle acque sotterranee per gravità (Meinzer, 1923). A differenza di altre tipologie di unità geologiche (litostratigrafiche, biostratigrafiche e cronostratigrafiche), per le quali è stato stabilito un criterio formale ed univoco di nomenclatura e classificazione, permangono ancora alcune carenze per quanto riguarda le unità idrogeologiche. Pertanto, la definizione di acquifero (Meinzer, 1923) e la nomenclatura (Laney & Davidson, 1986; Jorgensen & Rosenshein, 1987; Owen, 1987) proposte dall'USGS per i sistemi acquiferi e singolo acquifero sono state considerate i riferimenti fondamentali. Pertanto, sulla base di dati cartografici e geologici, la metodologia utilizzata (De Vita et al., 2018) ha previsto l'identificazione, la digitalizzazione e la caratterizzazione dei complessi idrogeologici. Secondo Civita (1975) e Celico (1986) per complesso idrogeologico si intende "una o più formazioni litologicamente simili, caratterizzate da una somiglianza stratigrafica e strutturale, cioè un'unità, che ha lo stesso tipo e grado di permeabilità relativa che generalmente si mantiene all'interno di un campo piuttosto ristretto e che ha un flusso idrico sotterraneo sostanzialmente omogeneo". Ciò è coerente con il significato di unità idrostratigrafica proposta da Maxey (1964) e con i principi proposti da UNESCO & WMO nel 1977 per la cartografia idrogeologica. Ciascun complesso idrogeologico è stato identificato con sigla, denominazione e colore. Inoltre, per ciascun complesso idrogeologico sono stati attribuiti e mappati i dati e le informazioni riguardanti litologia, spessore cronostratigrafico, ambiente genetico o deposizionale, caratteristiche strutturali e proprietà tessiturali. Secondo (Civita, 1975; Cherry & Freeze, 1979; Celico, 1986) è stato assegnato a ciascun complesso idrogeologico: tipo e grado di porosità primaria e secondaria, tipo e grado di permeabilità relativa e secondo Cherry & Freeze (1979), è stato assegnato un range di conducibilità idraulica. Inoltre, la distribuzione spaziale dei complessi idrogeologici ha consentito la ricostruzione e la delimitazione delle serie idrostratigrafiche dell'unità idrogeologica dei Monti di Avella (Celico, 1986). Una volta ottenuta la carta dei complessi idrogeologici, i dati spaziali e di portata relativi alle sorgenti sono stati integrati con le informazioni disponibili sull'andamento del deflusso idrico sotterraneo (De Vita et al., 2018) e le caratteristiche carsiche dell'area di studio, ottenendo così un aggiornamento della carta idrogeologica in scala 1: 50.000. Infine, sono state realizzate le tre sezioni idrogeologiche per comprendere e rappresentare le relazioni stratigrafiche e strutturali tra i diversi complessi idrogeologici.

3.2. Dati idrologici

La seconda parte di questo studio ha previsto l'aggiornamento del bilancio idrogeologico medio annuo dell'acquifero carsico di Monte di Avella per il periodo 2000-2020 e confronto con i bilanci idrologici precedenti. Partendo dai nuovi dati di precipitazione (P) e temperatura aria (T) registrati su 23 stazioni pluviometriche e 11 stazioni termometriche (Fig. 4.2.2) della nuova rete di monitoraggio idrologico del Centro Funzionale Multirischi della Protezione Civile della Regione Campania, sono state definite le equazioni di correlazione di questi due parametri con l'altitudine su scala medio annua.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.2.2 – Rete di monitoraggio idrologico del Centro Funzionale Multirischio della Protezione Civile della Campania. 1) stazioni pluviometriche; 2) stazioni termometriche; 3) stazioni pluvio-termometriche; 4) confine acquifero carbonatico dei Monti di Avella.

Successivamente, in corrispondenza di ciascuna stazione pluviometrica è stata calcolata l'evapotraspirazione reale (AET) con l'equazione 3.4.2 (Turc, 1954) e, infine, applicando l'AGRC (pari a 1 per le aree endoreiche e pari a 0.57 per la restante area dell'acquifero) (Allocca, Manna & De Vita, 2014), è utilizzata la formula semplificata per la stima del bilancio idrologico (eq. 3.4.17).

Per quanto riguarda le stazioni non dotate di pluviometri e/o termometri (e viceversa), i valori di P, T e conseguentemente anche quelli di AET, sono stati calcolati utilizzando le leggi di interpolazione lineare che correla i valori di P e T con l'altitudin1e (eq. 4.2.1 e 4.2.2):

$$P \text{ (mm)} = 1.286 \times h \text{ (m s.l.m.)} + 961 \text{ (corr.} = 0.853) \text{ (eq. 4.2.1)};$$

 $T \text{ (°C)} = -0.0059 \times h \text{ (m s.l.m.)} + 16.871 \text{ (corr.} = 0.8616) \text{ (eq. 4.2.2)}.$

Contestualmente, per avere una validazione e comparazione dei dati, sono state *post*-processate anche le immagini di AET MODIS con una risoluzione spaziale di 500 metri e temporale di 8 giorni al fine di ottenere il dato medio annuo di evapotraspirazione reale e i cui valori sono calcolati a partire dall'equazione di Penman-Monteith (Monteith, 1965; Mu & Zhao, 2011) (eq. 3.4.11).

Una volta calcolati i valori medio annui di evapotraspirazione reale su ciascuna stazione pluviometrica con i metodi sopra indicati, sulla base dell'equazione del bilancio idrologico (eq. 3.4.17), sono stati calcolati anche i valori di precipitazione efficace (P_e) come differenza tra il valore di P e quelli di AET e AET MODIS. I modelli distribuiti di P_e sono stati costruiti a partire dalla formula di correlazione (eq. 4.2.3) di tale parametro con l'altitudine in quanto l'indice R² è risultato essere alto:

$$P_e$$
 (mm) = 1.332 × h (m s.l.m.) + 244.22 (corr. = 0.8967) (eq. 4.2.3)

Infine, considerando un AGRC a pari al 57% per i Monti di Avella (Allocca, Manna & De Vita, 2014), i valori di ricarica (GR) sono stati calcolati come il prodotto tra il valore di P_e e valore di AGRC, rispettivamente per AET Turc e AET MODIS.

4. Risultati e discussioni

4.1. Modello idrogeologico concettuale

L'insieme dei dati e delle informazioni contenuti nella carta idrogeologica e nelle sezioni idrostratigrafiche hanno permesso di ottenere un modello idrogeologico concettuale 2D dell'acquifero carsico dei Monti di Avella (Fig. 4.2.3., 4.2.4, 4.2.5, 4.2.6 e Tab. 4.2.3)



Figura 4.2.3 – Carta idrogeologica dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella. 1) Complesso del travertino; 2) Complesso lavico; 3) Complesso eluvio-colluviale; 4) Complesso alluvionale; 5) Complesso di tufo; 6) Complesso dei depositi piroclastici; 7) Complesso lacustre e palustre; 8) Complesso detritico; 9) Complesso arenaceo; 10) Complesso calcareo marnoso; 11) Complesso calcareo; 12) Complesso dei calcare marnosi ad Orbitolina; 13) Complesso calcareo dolomite; 14) Complesso dolomitico; 15) sorgenti non captate; 16) sorgenti captate; 17) campo pozzi; 18) inghiottitoio; 19) limiti probabili delle aree di ricarica delle acque sotterranee; 20) direttrice di flusso delle acque sotterranee; 21) curve isopiezometriche; 22) faglia normale (sepolta o presunta); 23) faglia inversa (sepolta o presunta); 24) *thrust* (sepolto o presunto).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella



52

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella

		Por	osità	Permea	bilità relativa	Conducibilità	Ruolo idrogeologica		
	ID e denominazione	Primaria medio molto alto	Secondaria medio molto alto	porosità fratturazione odi carsismo	Part of the second seco	$(m \cdot s^{-1})$	aquifer	aquitard	aquiclude
Т	Complesso del travertino Depositi da coerenti a pseudocoerenti derivanti da precipitazione chimica. (<i>Holocene</i>)	•	•	•	••	10 ⁻⁶ - 10 ⁻³			
LV	Complesso lavico Lave e scorie. Spessore massimo di 200 metri. (<i>Holocene</i>)	•	••	••	••	10 ⁻⁶ - 10 ⁻³			
EC	Complesso eluvio-colluviale Depositi e suoli colluviali limoso-sabbiosi, sabbie ghiaioso- limose, presenta anche alternanza di livelli detritici arenaceo-sabbiosi. Spessore massimo 5-8 metri. (<i>Middle</i> <i>Pleistocene-Holocene</i>)	•		•	••	10 ^{.9} - 10 ^{.5}			
Α	Complesso alluvionale Conglomerati stratificati con intercalazione di sabbie grossolane, conglomerati eterometrici con clasti calcarei in matrice sabbiosa, conglomerati eterometrici in matrice sabbioso-limosa con livelli di sabbia. Ghaie poligeniche ed eterometriche con sedimenti sabbioso-limosi, alternanze di limi e limi sabbiosi. Spessore massimo 250 metri generalmente variabile dalla pianura ai rilievi. (<i>Late</i> <i>Pliocene-Holocene</i>)	•		•	•	10 ⁻⁶ - 10 ⁻³			
TF	Complesso tufaceo Tufo con scorie e pomici, tufo roccioso, ceneri vulcaniche e livelli di pomice da caduta. Spessore massimo 27 metri. (<i>Late Pleistocene-Holocene</i>)	••	••	••	••	10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁴			
PD	Complessi dei depositi piroclastici Alternanza irregolari di ghiaie e sabbie, depositi piroclastici da caduta, da ben a poco selezionati. Livelli piroclastici clino-stratificati sui versanti carbonatici. Spessore massimo 35 metri. (Late Pleistocene-Holocene)	•		•	••	10 ⁻⁹ - 10 ⁻³			
LCM	Complesso lacustre e palustre Limi e argille pedogenizzate con limi torbosi e/o sabbiosi, limi argillosi e argille alternati a sabbie argillose e con rare intercalazioni di conglomerati calcarei. Spessore massimo 20 metri. (<i>Early Pleistocene-Holocene</i>)	•		•	••	10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁴			
D	Complesso detritico Conglomerati e brecce in matrice limosa sabbiosa. Depositi da matrice a clasto sostenuti, da massivi a stratificati e grossolani, ghiaie monogenetiche con clasti decimetrici, livelli di sabbie e conglomerati, brecce carbonatiche da stratificate a caotiche. Spessore massimo 40 metri. (<i>Late Miocene-Holocene</i>)	•	•	•	•	10 ⁻⁶ - 10 ⁻³			
S	Complesso arenaceo Arenarie sabbiose e arenarie con livelli lenticolari di conglomerati, conglomerati clasto sostenuti con ciottoli calcarei e arenacei, arenarie grossolane e microconglomeratiche alternate a conglomerati con ciottoli carbonatici a matrice argillosa sabbiosa. Spessore massimo 500 metri. (Late Miocene-Late Pliocene)	•	•	••	•	10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁶			
ML	Complesso calcareo-marnoso Alternanza di calcareniti con marne e marne calcaree fino ad argille marnose e siltose, marne calcaree, calcitutiti con intercalazioni di argille e argille marnose, marne e marne calcaree, calcari marnosi e/o marne calcaree, calcilutiti alternate a livelli argillosi, calcilutiti sottili alternate a marne scagliose spesse. Spessore massimo 1050 metri. (Late Cretaceous-Holocene)	••	••	••	••	10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁶			
L	Complesso calcareo Calcari clastici a strati e banchi con stratificazione irregolare e diffuso clivaggio e fratturazione, calcari cristallini, calciluttit, calciruditi e calcari dolomitici. Spessore massimo 1100 metri. (Middle Jurassic-Middle Miocene)	•	•	••	••	10 ⁻³ - 1			
OLM	Complesso dei calcari mornosi ad Orbitolina Calcari, calcari dolomitici, calcare marnoso. Spessore massimo 60 metri. (<i>Early Cretaceous</i>)	•	••	•	•	10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁶			
LD	Complesso calcareo dolomitico Calcari e calcari dolomitici ben stratificati con dolomie cristalline ed intercalazioni di marne. Spessore massimo 2000 metri. (Early Jurassic-Late Cretaceous)	•	•	••	••	10 ⁻³ - 1			
D	Complesso dolomitico Dolomie e dolomie calcaree da stratificate a massive, intercalazioni di calciruditi e calcareniti. Spessore massimo 1650 metri. (<i>Late Triassic-Early Jurassic</i>)	•	•	••	•	10 ⁻⁶ - 10 ⁻³			

Tabella 4.2.3 – Legenda e caratteristiche idrauliche dei complessi idrogeologici.

L'approccio metodologico descritto ha permesso di riconoscere quattordici complessi idrogeologici la cui descrizione sintetica delle caratteristiche litologiche e stratigrafiche è contenuta in Tab. 4.2.3, nonché il tipo e il grado di porosità e permeabilità relativa, l'intervallo di conducibilità idraulica e il loro ruolo idrogeologico. La carta idrogeologica mostra che il complesso calcareo (L) e calcareo dolomitico (LD) coprono rispettivamente il 34% e il 19% dell'idrostruttura (Fig. 4.2.5).



Figura 4.2.5 – Distribuzione percentuale dei complessi idrogeologici affioranti.

Entrambi sono caratterizzati dalla presenza di una successione mesozoica di rocce di piattaforma carbonatica. Queste rocce localmente sono ricoperte da spessori variabili di depositi detriticopiroclastici ed eluvio-colluviali (complessi PD, D, EC) ed hanno uno spessore massimo complessivo di 3100 metri. Questi due complessi, data la loro elevata permeabilità, dovuta alla fratturazione e al carsismo, ospitano la falda basale dell'acquifero carsico Monti di Avella. I suoi confini laterali corrispondono a contatti tettonici come faglie e sovrascorrimenti. Le sorgenti basali si trovano ai margini del rilievo carbonatico, nel settore nord e sud-ovest, dove si trovano le quote più basse del contatto idrogeologico tra il complesso calcareo e il complesso alluvionale (A), che insieme ai complessi terrigeni (S e ML) svolgono rispettivamente il ruolo di aquitard e di aquiclude. La presenza di discontinuità tettoniche all'interno dell'acquifero carsico divide il flusso idrico sotterraneo in due direzioni e una compartimentazione dell'acquifero basale in un sistema di bacini in serie. Inoltre, l'esistenza all'interno della serie idrostratigrafica del complesso calcareo marnoso ad Orbitoline (OLM) poco permeabile per fratturazione e porosità è responsabile della genesi di falde arroccate nella parte alta dell'acquifero carsico che alimentano sorgenti di alta quota, con portata perenne e/o stagionale. Infine, ampie aree carsiche presenti sulla parte sommitale dei rilievi che costituiscono i Monti di Avella (Fig. 4.2.6) influiscono sulla ricarica della falda basale e sul regime di portata sorgiva.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.2.6 - Aree endoreiche dell'acquifero carsico dei Monti di Avella.

4.2. Bilancio idrologico

I risultati del bilancio idrologico medio annuo effettuato per l'unita idrogeologica dei Monti di Avella e le sub-unità che la costituiscono (Cancello e Partenio-Pizzone-Alvano) applicando i due metodi per la stima dell'evapotraspirazione reale sono riassunti nella Tab. 4.2.4.

Unità a anhunità	Area	Т	Р	AET Turc	Pe Turc	R Turc	GR Turc
Unita e subunita	km ²	°C	m^3/a	m^3/a	m^3/a	<i>m³/a</i>	m^3/a
Avella	370.0	13.2	6.4E+08	2.6E+08	3.8E+08	1.5E+08	2.3E+08
Cancello	55.7	14.5	8.1E+07	3.9E+07	4.2E+07	1.7E+07	2.4E+07
Partenio- Pizzone-Alvano	314.3	13.0	5.6E+08	2.2E+08	3.4E+08	1.3E+08	2.1E+08
Unità e subunità	Area	Т	Р	AET MODIS	Pe MODIS	R MODIS	GR MODIS
	km ²	°C	m^3/a	m^3/a	m ³ /a	<i>m³/a</i>	m^3/a
Avella	370.0	13.2	6.4E+08	2.6E+08	3.8E+08	1.5E+08	2.3E+08
Cancello	55.7	14.5	8.1E+07	3.7E+07	4.4E+07	1.8E+07	2.6E+07
Partenio- Pizzone-Alvano	314.3	13.0	5.6E+08	2.2E+08	3.4E+08	1.3E+08	2.0E+08

Tabella 4.2.4 – Risultati dei bilanci idrologici effettuati a scala medio annua (2000-2020).

Impostando le equazioni di correlazione P con h, T con h e P_e con h come *input*, sono stati estrapolati i modelli distribuiti medio annui di precipitazioni, temperatura dell'aria e precipitazione efficace nel periodo 2000 - 2020 utilizzando il *software* QGis.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

Questi risultati sono stati considerati soddisfacenti considerando l'elevata variabilità delle componenti climatiche alla scala spaziale considerata. Inoltre, i risultati sembrano rimanere coerenti con le leggi di correlazione ricavate per gli stessi indicatori climatici su scala regionale (Allocca, Manna & De Vita, 2014). L'analisi e l'interpretazione dei risultati ha confermato che il ruolo del runoff per il contesto idrogeologico in cui ricadono i Monti di Avella è parte fondamentale delle perdite idriche e, quindi, non può essere trascurato nei calcoli del bilancio idrogeologico e per una stima più precisa delle risorse idriche sotterranee. Le stime effettuate con i due approcci, alla scala di bacino idrogeologico, mostrano valori medio annui di AET, Pe e R pressoché simili. Il confronto con l'outflow (prelievi e deflussi sorgivi), evidenzia la bontà delle stime effettuate e la necessità di indagare il potenziale scenario di squilibrio del bilancio idrico, tra disponibilità e prelievi, che è annunciato con frequenza annuale per l'acquifero studiato. Tuttavia, si possono rilevare alcune differenze considerando i risultati relativi all'equilibrio delle due subunità idrogeologiche: la prima che alimenta il gruppo sorgivo di Cancello (collina di Cancello) e la seconda che alimenta il gruppo sorgivo di Sarno (unità Partenio-Pizzone-Alvano). Fatta eccezione per i valori dell'AET, il secondo approccio che utilizza i dati satellitari, tende a sovrastimare i valori di precipitazione effettiva, runoff e infiltrazione efficace per la subunità di Cancello e a sottovalutarli per la subunità Partenio-Pizzone-Alvano.

5. Conclusioni

La carta idrogeologica dell'acquifero carsico dei Monte Avella, elaborata in scala 1: 50.000, è la carta più dettagliata disponibile sulle caratteristiche idrogeologiche dell'area di studio. L'approccio metodologico utilizzato ha consentito di raggruppare le formazioni geologiche in quattordici complessi idrogeologici e di procedere alla loro caratterizzazione idrogeologica e di definire il deflusso idrico sotterraneo. Allo stato attuale, la carta idrogeologica e le sezioni idrostratigrafiche rappresentano il più aggiornato modello idrogeologico concettuale 2D dell'acquifero carsico dei Monte di Avella esistente in letteratura e una nuova base cartografica da cui progettare e sviluppare una rete di monitoraggio idrogeologico delle portate sorgive e dei livelli piezometrici, indispensabili per un uso sostenibile delle acque sotterranee, degli ecosistemi e dei sistemi acquedottistici da essi interdipendenti. Inoltre, il modello ottenuto rappresenta la base cartografica per sviluppare nuovi modelli di ricarica delle acque sotterranee dell'acquifero carsico dei Monti di Avella a diverse scale spazio-temporali, fondamentali per sviluppare modelli resilienti di gestione degli acquiferi carsici in scenari di siccità.

4.3. Effetti, a scala regionale e locale, della NAO sul bilancio idrologico degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale

1. Introduzione

Dal 1979 la comunità scientifica internazionale (Organizzazione Meteorologica Mondiale) ha discusso intensamente del cambiamento climatico a scala globale. Per comprendere lo stato delle conoscenze sul cambiamento climatico e avviare un monitoraggio globale dei sistemi climatici e comprendere le cause della sua variabilità, sono stati sviluppati diversi programmi di ricerca internazionali (es. World Climate Program - WCP, World Climate Data and Monitoring Program -WCDMP). Infatti, su scala internazionale, vari gruppi di scienziati esperti nel settore (Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC) hanno studiato le varie cause che generano questi cambiamenti e gli effetti che provocano sull'ambiente. Infine, sono stati pubblicati numerosi documenti che riassumono lo stato attuale dei cambiamenti climatici valutando i diversi scenari sugli impatti ambientali con riferimento all'inquinamento da gas serra e al clima globale (Houghton, Jenkins & Ephraums, 1990; Houghton et al., 2001; Pachauri & Reisinger, 2007). Numerosi studi idrologici e climatologici, seguendo diversi approcci metodologici, hanno studiato le variazioni e la variabilità dei principali parametri idrologici (precipitazioni e temperature dell'aria) a diverse scale spazio-temporali nell'area del Mediterraneo e, quindi, anche in Italia con particolare attenzione al trend di lungo periodo e a come esso sia eterogeneamente sensibile ai cambiamenti climatici (Lo Vecchio & Nanni, 1995; Brunetti, Maugeri & Nanni, 2000; Brunetti et al., 2006; Hertig et al., 2013). Altri autori hanno poi analizzato le condizioni climatiche future nelle regioni mediterranee sulla base di modelli climatici costruiti su scala globale che prevedono un aumento della temperatura in tutte le stagioni e su tutte le regioni del Mediterraneo e allo stesso modo una riduzione e variazione delle precipitazioni (Giorgi & Lionello, 2008; Boccolari & Malmusi, 2013; Dubrovský et al., 2014; Lionello et al., 2014; Cioffi et al., 2017). Altri ricercatori hanno analizzato come queste variazioni e variabilità abbiano influenzato altre componenti idrologiche (es. evapotraspirazione, deflusso, ricarica, deflusso sorgivo) ai fini della gestione delle acque e dell'analisi delle dinamiche ecosistemiche (Capra, Consoli & Scicolone, 2013; Viola et al., 2016; Hartmann et al., 2017; Cervi et al., 2018). Data la vasta conoscenza sull'andamento presente e futuro dei parametri idrologici, altri studi in Italia hanno valutato la relazione tra cambiamento climatico e dinamica delle acque sotterranee (Cambi & Dragoni, 2000; Dragoni & Sukhija, 2008; Piras et al., 2014; Behulu, Melesse & Fiori, 2016) ipotizzando, studiando e dimostrando l'influenza di questi cambiamenti sull'evoluzione dei livelli piezometrici (Da Lio et al., 2013), modellando e simulando il comportamento dei sistemi acquiferi se soggetti a tale variabilità (Dragoni et al., 2015) e come quest'ultimi determinano l'innalzamento del livello del mare che incide sulla dinamica degli acquiferi costieri (Masciopinto & Liso, 2015). In particolare, per la regione Campania è stato calcolato l'impatto della variabilità climatica sul bilancio idrico, le stime evidenziano una riduzione delle precipitazioni di circa il 20% negli ultimi 20 anni (Ducci & Tranfaglia, 2008) con una variazione ciclica rispetto al valore medio tra + 40% e -30% (De Vita et al., 2012). Numerosi studi hanno analizzato l'influenza dell'Oscillazione Nord Atlantica (di seguito NAO) (Walker, 1924; Walker & Bliss, 1932) sulla variabilità annuale delle precipitazioni nell'emisfero settentrionale(Barnston & Livezey, 1987; Hurrell, 1995; Hurrell & Van Loon, 1997) e quindi il suo controllo sul clima in Nord Africa (Hasanean, 2004) e nell'est del Nord America (Sheridan, 2003; Tootle, Piechota & Singh, 2005). In particolare, in Europa, alcuni studi dimostrano (Rodriguez-Puebla et al., 1998; Uvo, 2003; López-Moreno et al., 2007; Bartolini, Claps & D'Odorico, 2009; Rodríguez-Puebla & Nieto, 2010; Okonkwo, 2014; Ndehedehe et al., 2016) impatto della NAO sul deflusso fluviale nei bacini idrografici europei e anche sul livello dei laghi (Rîmbu et al., 2002; Trigo et al., 2004; López-Moreno et al., 2007; Massei et al., 2009; Morán-Tejeda et al., 2011; Lorenzo-Lacruz et al., 2011; Sánchez-López et al., 2015). Nell'area mediterranea è stata riscontrata una correlazione tra NAO, precipitazioni, portate fluviali e livelli lacustri anche in Medio Oriente e in Turchia (Cullen & deMenocal, 2000; Cullen et al., 2002; Karabörk, Kahya & Karaca, 2005; Türkeş

& Erlat, 2005; Küçük et al., 2009). In alcune regioni dell'Italia meridionale è stata scoperta una forte interdipendenza tra NAO, regime climatico e portate fluviali (Brandimarte et al., 2011; Caloiero et al., 2011; Scholz et al., 2012; Bonaccorso, Cancelliere & Rossi, 2015). Altri studi hanno rivelato che l'impatto della NAO nelle aree mediterranee può essere ampiamente concepito anche come estendibile all'accumulo di neve, alla produzione agricola, alle frane e all'erosione del suolo (Vicente-Serrano & Trigo, 2011). È stata poi analizzata la struttura temporale e la periodicità della NAO e i suoi impatti sul clima (Greatbatch, 2000; Wanner et al., 2001; Hurrell et al., 2003) concludendo che non esiste una scala temporale predefinita su cui studiare la sua variabilità ma che lo studio degli impatti climatici della NAO sono sensibili a come essa viene definita (Pokorná & Huth, 2015). In dettaglio, è stata riconosciuta una periodicità quasi biennale, da 3 a 5 anni (negativo) e da 8 a 10 anni (positivo), che è stato più pronunciato nella seconda metà del XX secolo (Hurrell & Van Loon, 1997). Uno studio basato sulla ricostruzione della NAO dal 1650, utilizzando proxy predittori strumentali e documentari, ha mostrato una periodicità dominante di quasi 60 anni (Mazzarella & Scafetta, 2012). Per la regione Campania, l'analisi integrata dell'andamento di lungo periodo delle serie storiche delle precipitazioni e delle portate sorgive ha evidenziato una ciclicità di lungo termine nell'arco di circa 30 anni e una forte correlazione con l'indice NAO invernale (De Vita et al., 2012). Comprendere le tendenze attuali dei cambiamenti climatici su scala regionale e analizzare gli effetti che i fenomeni climatici su larga scala hanno sui parametri idrologici che contribuiscono alla stima del bilancio idrologico è una componente importante per la pianificazione e gestione delle risorse idriche per prevenire i rischi idrogeologici (quali, inquinamento delle risorse idriche sotterranee, sfruttamento eccessivo delle falde acquifere, allagamento delle falde acquifere, ecc.).

L'obiettivo di questo studio è infatti quello di esaminare, a scala regionale e locale, l'effetto dell'indice NAO invernale sui parametri idrologici (pioggia, temperatura, evapotraspirazione reale, pioggia effettiva, ricarica delle acque sotterranee) e sulla portata di alcune sorgenti della regione Campania e dell'acquifero sperimentale dei Monti di Avella. È stato analizzato un dataset relativo ad un periodo di 98 anni (1921-2019), composti da dati raccolti da 18 stazioni pluviometriche e 8 stazioni termometriche, sia per la vecchia rete di monitoraggio dell'ex Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (per il periodo 1921-1999) che per la nuova rete di monitoraggio della Protezione Civile Campania (per il periodo 2000-2019). Le stazioni sono state scelte per il loro regolare funzionamento nel periodo considerato e per la loro omogenea distribuzione sul territorio studiato. A scala regionale, per l'analisi delle portate sorgive, sono state considerate le principali sorgenti di cinque acquiferi carsici ricadenti sul territorio settentrionale, centrale e meridionale della Campania; mentre per l'analisi a scala locale sono state considerate le principali quattro sorgenti dell'acquifero carsico dei Monti Avella. La presente ricerca rappresenta un aggiornamento di precedenti studi condotti sulla variabilità climatica dell'Italia meridionale e, per la regione Campania, per effetto della NAO (De Vita & Fabbrocino, 2005; De Vita & Fabbrocino, 2007; De Vita et al., 2012) e al allo stesso tempo costituisce un'estensione dello studio alla scala di singolo bacino idrogeologico. Tale studio ha supportato le analisi effettuate a scala regionale e ha dettagliato la variazione dei parametri idrogeologici alla scala dell'acquifero, considerando la correlazione di tali parametri con il NAOI e la variabilità decennale della ricarica delle acque sotterranee.

2. Aree di studio

Lo studio è stato condotto su due principali scale spaziali, quella regionale, per gli acquiferi carbonatici della Campania, e quella locale, per l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella. Qui di seguito sono riportate le caratteristiche idrogeologiche e climatiche della regione Campania e dell'acquifero carbonatico dei Monti Avella.

2.1. Caratteristiche idrogeologiche e climatiche dell'Appennino campano

La regione Campania si trova nel sud dell'Italia e comprende gran parte dell'Appennino meridionale. Morfologicamente può essere suddivisa in tre zone specifiche: la catena montuosa appenninica che raggiunge i 2000 m s.l.m. e costituisce il 30% della superficie totale; le pianure

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

costiere che rappresentano il 18% della superficie totale e il restante 52% è costituito da colline di bassa quota e valli alluvionali. Il contesto idrogeologico regionale è costituito da acquiferi carsici ad alto grado di permeabilità per fratturazione e carsismo. Il comportamento idrogeologico di questi acquiferi (Celico, 1988; Allocca et al., 2007) sembra essere coerente con i modelli concettuali proposti in letteratura (White, 1969; Király, 1975; Mangin, 1975; Civita et al., 1992; Bonacci & Pantazoupoulou, 1993; Jeannin & Saute, 1998; Klimchouk & Ford, 2000; Drogue, 1992; Kiraly, 2002; Goldscheider & Drew, 2007; Fiorillo, 2011). Gli acquiferi carsici sono tipicamente caratterizzate da un flusso idrico sotterraneo basale e la circolazione delle acque sotterranee è controllata dalla geometria dei contatti stratigrafici e/o tettonici con le unità a minore permeabilità, al cui contatto topograficamente posto alla quota più bassa, si trovano le sorgenti basali di maggiore entità (Celico, 1983; Allocca et al., 2007). In questa regione il rendimento degli acquiferi carsici varia a seconda del tipo di roccia che lo costituisce (Allocca et al., 2007; Allocca et al., 2009). Nella pratica è possibile distinguere unità idrogeologiche calcaree e calcareo-dolomitico, aventi un deflusso medio pari a 3700×106 m3 anno⁻¹ sono caratterizzati da un rendimento medio unitario variabile da 0.016 a 0.045 m3 s⁻¹ km2; unità idrogeologiche dolomitiche, aventi un deflusso medio di 300×106 m³ anno⁻¹ sono caratterizzati da un rendimento medio unitario variabile da 0.013 a 0.021 m3 s-1 km2; unità idrogeologiche calcareomarnose, aventi un deflusso medio pari a 100×106 m3 anno-1 sono caratterizzati da un rendimento medio unitario variabile da 0,009 a 0,015 m³ s⁻¹ km².

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.3.1 – Carta idrogeologica della regione Campania (De Vita et al., 2018). Unità idrostratigrafiche e legenda dei simboli: (1) unità alluvionali ed epiclastiche (Quaternario); (2) unità vulcaniche (Pliocene-Quaternario); (3) melassi tardivi orogenici e unità terrigene (Miocene superiore-Pliocene); (4) unità terrigene pre- e sin-orogeniche delle serie dei bacini interni e sommitali (Cretaceo-Miocene superiore); (5) unità siliceo-marnose della serie dei bacini esterni (Trias-Paleogene); (6) unità calcaree e dolomitiche della serie della piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (7) unità dolomitiche della serie della piattaforma carbonatica (Trias-Jurassic); (8) principali sorgenti basali di acquiferi carsici carbonatici; (9) principali assi di drenaggio preferenziale del flusso idrico sotterraneo nelle falde acquifere alluvionali; (10) curve di livello delle acque sotterranee negli acquiferi alluvionali e vulcanici e, negli acquiferi sperimentali; (11 e 13) stazioni pluviometriche rispettivamente della vecchia e della nuova rete di monitoraggio; (12 e 14) stazione

temperatura aria rispettivamente della vecchia e della nuova rete di monitoraggio; (15) confini regionali; (16) limiti dell'acquifero carsico.

La regione è caratterizzata da un clima di tipo mediterraneo con estati calde e secche e inverni moderatamente freschi e piovosi. La temperatura media annuale dell'aria è di circa 12 °C su tutto il territorio regionale. I regimi piovosi variano dal tipo costiero o mediterraneo al sublitorale appenninico (Geiger, 1954), caratterizzato da un picco massimo in autunno-inverno e un minimo in estate (Bandini, 1931) (Fig. 4.3.2). La configurazione morfologica del territorio e, quindi, la presenza della catena appenninica, controlla la distribuzione delle piogge sul territorio. L'Appennino, infatti, funge da barriera contro le masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno, inducendo precipitazioni orografiche (Henderson-Sellers & Robinson, 1986) con una piovosità media annua di circa 1300 mm.



Figure 4.3.2 - Distribuzione della media mensile delle precipitazioni e della media mensile della temperatura dell'aria a scala regionale.

2.2. Caratteristiche idrogeologiche e climatiche dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella

L'acquifero carbonatico dei Monti di Avella si estende su 370 km² ed è uno dei principali acquiferi della regione Campania (Allocca, Manna & De Vita, 2014). L'acquifero copre le province di Avellino, Benevento, Napoli, Caserta e Salerno; pertanto, a scala provinciale può essere definito un local transboundary aquifer. L'acquifero è quasi completamente costituito da calcari cretacei e calcari dolomitici (Cretaceo superiore-Giurassico inferiore) e subordinatamente da dolomie triassiche, confinato da aquitard o aquiclude formati da flysch e serie di bacino. Le rocce carbonatiche sono divise da un complicato reticolo di faglie e fratture, le cui orientazioni preferenziali sono NE-SO, SO-NE, NE-O. Infatti, l'attuale schema di circolazione delle acque sotterranee del massiccio è strettamente connesso al complesso network strutturale ereditato dagli eventi tettonici che hanno interessato l'area nel mio-pliocene. L'assetto idrogeologico è costituito da due grandi unità divise tra loro dall'importante elemento tettonico della faglia di Monteforte-Baiano che separa la sub-unità dei Monti Avella e Partenio, a nord, da quella di Pizzo d'Alvano, a sud. Le principali sorgenti dell'acquifero erano ubicate a sud ovest (perché quasi tutte captate) in corrispondenza del margine con la Piana Campana. La loro localizzazione è strettamente legata all'andamento plano-altimetrico della cintura impermeabile e alle caratteristiche strutturali, posizione e permeabilità delle fasce cataclastiche associate alle principali faglie e thrust a scala regionale. Infatti, la localizzazione delle sorgenti, l'assetto geologico e le caratteristiche strutturali hanno permesso di individuare due principali bacini sotterranei (Celico & de Riso, 1978) e due direzioni di scorrimento delle acque sotterranee: il primo orientato verso il gruppo sorgivo di Cancello con le sorgenti di Calabrito e Mefito (I e II), oggi scomparse a causa dell'abbassamento del livello piezometrico causato dall'eccessivo sfruttamento della falda e la seconda verso il gruppo sorgivo di Nocera-Sarno con le sorgenti di Santa Maria La Foce, Mercato, Palazzo, Cerola, Santa Marina di Lavorate e San Mauro. Quest'ultime sono captate dalla G.O.R.I., società per azioni che gestisce il servizio idrico integrato del Distretto Sarno-Vesuviano della regione Campania. l'acquifero, infatti, costituisce una risorsa strategica per l'azienda perché fornisce circa l'80% della fornitura totale di acqua potabile, distribuita da G.O.R.I. tra 76 comuni per un totale di circa 1,5 milioni di abitanti. Così come a scala regionale i regimi delle precipitazioni variano dal tipo mediterraneo al sublitorale appenninico (Bandini, 1931), caratterizzato da un massimo principale in autunno-inverno e da un minimo in estate. Ciò è confermato dall'analisi del regime delle precipitazioni e della temperatura dell'aria effettuata a scala di bacino idrogeologico (Fig. 4.3.3). La distribuzione della piovosità dell'acquifero è controllata principalmente dalla sua orografia con funzione di barriera dei versanti molto ripidi (mediamente 35-40°) contro le masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno. A scala locale la temperatura media dell'aria è superiore alla scala regionale con valori di circa 15°C.



Figure 4.3.3 - Distribuzione della media mensile delle precipitazioni e della media mensile della temperatura dell'aria a scala di unità idrogeologica (acquifero carbonatico dei Monti di Avella).

3. Dati e metodi

Per analizzare la variabilità temporale e le correlazioni tra le serie idrologiche, è stata eseguita l'analisi del loro *trend* con tecniche di regressione lineare, applicando tecniche di filtraggio numerico. In questo studio è stata utilizza la media mobile a 11 anni centrata sul sesto anno e la media mobile a 3 anni centrata sul secondo anno, al fine di ottenere una buona omogeneizzazione nella lettura delle periodicità inferiori al decennio.

3.1. Serie temporali dell'indice NAO

Esistono diverse serie temporali dell'indice NAO a seconda delle stazioni barometriche e del periodo dell'anno considerato (Hurrell et al., 2003). In questo studio, sono state eseguite analisi con un sottoinsieme (1921-2019) della serie temporale invernale dell'indice NAO (media da dicembre a marzo - DJFM), calcolata dai *record* delle stazioni barometriche di Lisbona (Portogallo) e di Stikkishlomur (Islanda) dal 1864 in quanto in De Vita et al. (2012) è stata trovata la maggiore correlazione dei parametri idrologici con questo indice (NAOI) (https://climatedataguide.ucar.edu/sites/default/files/nao_station_djfm.txt).

I valori di NAOI positivi sono generalmente associati a venti occidentali più forti della media alle latitudini medie, sistemi meteorologici più intensi sull'Atlantico settentrionale e condizioni meteorologiche più umide/miti sull'Europa occidentale. Esistono anche indici mensili, stagionali e annuali che utilizzano fonti di dati leggermente diverse per la stazione meridionale.

3.2. Serie temporali delle precipitazioni e della temperatura dell'aria

I dati utilizzati per effettuare lo studio delle variabili climatiche fondamentali che controllano il processo idrogeologico sono stati raccolti dalle reti ufficiali di monitoraggio della pioggia totale annua e della temperatura dell'aria media annua per il periodo 1921-2019 (98 anni). Dal 2000 la gestione della rete di monitoraggio è passata dal Servizio Idrografico Mareografico Nazionale (SIMN) e Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA) all'Agenzia regionale della Protezione Civile. Sulla base della continuità temporale del *record* e della distribuzione omogenea sul territorio, sono state selezionate 18 stazioni di pioggia per entrambe le reti di monitoraggio a scala regionale ed analogamente sono state individuate 8 stazioni termometriche (Fig. 4.3.1 b e d). In quest'ultimo caso, il numero minore riflette la bassa densità di stazioni termometriche presenti sul territorio regionale a causa della bassa variabilità spaziale della temperatura dell'aria in relazione all'altitudine. La configurazione della distribuzione spaziale cambia fortemente a scala locale, come mostrato nella Fig. 4.3.1 c ed e, perché il numero delle stazioni pluviometriche e della temperatura dell'aria dalla vecchia alla nuova rete di monitoraggio aumenta. Per questo motivo i due *set* di dati sono stati trattati separatamente.

3.3. Stima degli indici di bilancio idrogeologico

La valutazione dell'andamento climatico a scala regionale e locale è stata effettuata definendo indici rappresentativi delle anomalie annuali rispetto al valore medio dei parametri idrologici e idrogeologici considerati (De Vita et al., 2012). Questo approccio ha permesso di ridurre al minimo le variazioni dovute a fattori locali. Il *Mean Annual Precipitation Index* (di seguito MAPI) è stato calcolato con l'equazione 3.4.18.

Analogamente, e con riferimento all'identico periodo di osservazione (1921-2019), è stato calcolato il *Mean Annual air Temperature Index* (di seguito MATI) con l'equazione 3.4.19.

Per il calcolo della media della precipitazione annua che regola la ricarica delle acque sotterranee, è stata stimata la media dell'evapotraspirazione reale annua per ciascuna stazione pluviometrica e per il periodo compreso tra il 1921 e il 2019 applicando la formula empirica di (Turc, 1954) (eq. 3.4.2), data la sua affidabilità per le aree del Mediterraneo e dell'Italia meridionale (Santoro, 1970; Boni, Bono & Capelli, 1982; Celico, 1983).

Per le stazioni pluviometriche non strumentate con misuratori di temperatura dell'aria, i valori della temperatura media annuale dell'aria sono stati estrapolati utilizzando correlazioni lineari con l'altitudine che sono risultate statisticamente robuste. Successivamente, per ogni anno della serie storica è stato calcolato il *Mean Annual Actual EvapoTraspiration Index* (di seguito MAAETI) e il *Mean Annual Effective Precipitation Index* (di seguito MAEPI) con le equazioni 3.4.20 e 3.4.21, rispettivamente. Infine, è stato possibile calcolare il *Mean Annual Groundwater Recharge Index* (di seguito MAGRI) con l'equazione 3.4.22.

3.4. Serie temporali delle portate sorgive

Sono state analizzate le serie storiche di deflusso sorgivo (1921-2019) delle sorgenti di Maretto (1), Avella (Santa Maria La Foce-2, Mercato-Palazzo-3, Santa Marina di Lavorate-4, San Mauro-5), Cassano Irpino (6), di Caposele (7) e Fistole del Faraone (8) (Fig. 4.3.1). A scala regionale, i valori delle sorgenti dei Monti di Avella (2,3,4,5) sono state mediate al fine di ottenere un unico valore di output complessivo rappresentativo per l'acquifero carsico considerato e quindi ottenere il *regional Mean Annual Discharge Index* (di seguito MADI), così calcolato:

$$MADI_{Ri} = \frac{\sum_{s=1}^{n} \frac{AD_{is} - MAD_{s}}{MAD_{s}}}{\sum_{s=1}^{n} s} (eq. 4.3.1)$$

dove, $MADI_{Ri}$ è il *regional Mean Annual Discharge Index* per l'anno *i*-esima (%); AD_{si} è la portata sorgiva annuale per l'anno *i*-esimo della sorgente *s* (m³ anno⁻¹); MAD_s è la portata sorgiva medio annua dell'intera serie temporale della sorgente *s* (m³ anno⁻¹).

Successivamente, è stato sviluppato il *weighted regional Mean Annual Discharge Index* (di seguito MADI_{Rwi}; eq. 4.3.2) per considerare il numero di anni di osservazione dei dati che precedentemente risulta aver influenzato il calcolo del valore medio annuo del parametro studiato.

$$MADI_{R_{wi}} = \frac{\sum_{s=1}^{n} \frac{AD_{is} - MAD_{s}}{MAD_{s}} \cdot y_{s}}{\sum_{y=1}^{n} y_{s}} (eq. 4.3.2)$$

dove, $MADI_{Rwi}$ è il *weighted regional Mean Annual Discharge Index* per l'anno *i*-esimo (%); AD_{si} è la portata sorgiva annuale per l'anno *i*-esimo per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹); MAD_s è la portata sorgiva medio annua dell'intera serie storica per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹); *y_s* sono gli anni di registrazione del valore di portata la stessa sorgente *s*.

Il MADI è stato calcolato trattando le sorgenti come le stazioni pluviometriche e termometriche per il calcolo degli indicatori sopra illustrati. A scala locale, invece, le sorgenti sono state analizzate singolarmente. I valori medi delle portate sorgive di 2, 3, 4 e 5 (Fig 4.3.1) sono stati mediati per ottenere il MADI a scala locale calcolato come segue:

$$MADI_{Li} = \frac{\sum_{s=1}^{n} \frac{AD_{is} - MAD_{s}}{MAD_{s}}}{\sum_{s=1}^{n} s} (eq. 4.3.3)$$

dove, $MADI_{Li}$ è il *local Mean Annual Discharge Index* per l'anno *i*-esimo (%); AD_{si} è la portata sorgiva annuale per l'anno *i*-esimo per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹); MAD_s è la portata sorgiva medio annua dell'intera serie temporale per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹).

$$MADI_{L_{wi}} = \frac{\sum_{s=1}^{n} \frac{AD_{is} - MAD_{s}}{MAD_{s}} y_{s}}{\sum_{y=1}^{n} y_{s}} (eq. 4.3.4)$$

dove, $MADI_{Lwi}$ è il weighted local Mean Annual Discharge Index per l'anno *i*-esimo (%); AD_{si} è la portata sorgiva annuale per l'anno *i*-esimo per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹); MAD_s è la portata sorgiva medio annua dell'intera serie storica per la sorgente *s* (m³ anno⁻¹); *y_s* sono anni di registrazione del valore di portata per la stessa sorgente *s*.

4. Risultati

4.1. NAOI e indici idrologici a scala regionale

A scala regionale, l'analisi dei risultati evidenzia la complessa periodicità ciclica dell'andamento delle precipitazioni e della temperatura dell'aria che sono teleconnessi con la NAO, confermando quanto precedentemente osservato per la regione Campania da De Vita et al. (2012) e per le altre regioni dell'Europa occidentale e del Nord America (Hurrell & Van Loon, 1997; Vicente-Serrano & Trigo, 2011). Le analisi integrate delle precipitazioni, della temperatura dell'aria, delle precipitazioni effettive, dell'evapotraspirazione reale e degli indici di ricarica delle acque sotterranee calcolati a scala regionale nel periodo 1921-2019 hanno rivelato un impatto significativo della NAO sui processi di ricarica delle acque sotterranee. L'analisi della struttura temporale delle serie storiche ha mostrato le più forti correlazioni per la periodicità che vanno dalla scala temporale interannuale a quella decennale, con la più alta correlazione alla periodicità da 30 a 45 anni. Tale periodicità ha evidenzia una ricorrenza decennale delle variabili idrogeologiche, configurando due cicli completi di lungo periodo con minimi corrispondenti al 1925, 1950 e 1990 e visualizzando un nuovo ciclo a partire dai



primi anni '90 che, osservando la ricostruzione storica di tali indici, raggiungerà probabilmente il suo picco positivo nel prossimo decennio.

Figura 4.3.4 - Serie storica del (a) NAOI invernale monitorato tra Lisbona (Portogallo) e Stykkisholmur/Reykjavik (Islanda). (b) MAPI; (c) MATI; (d) MAAETI; (e) MAEPI (f) MAGRI. Legenda dei simboli: linee continue spesse = media mobile a 11 anni centrata sul sesto anno; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee tratteggiate = percentili mobili di 11 anni del 5° e 95° anno centrati sul sesto anno; numero a destra del grafico = valore medio assoluto dell'intera serie storica.

Il trend decrescente lineare di MAPI di lungo termine per l'intero periodo osservato conferma i risultati ottenuti da altri autori per le precipitazioni nell'Italia meridionale (Cotecchia, Casarano & Polemio, 2003; Polemio & Casarano, 2008; Ducci & Tranfaglia, 2008; Brandimarte et al., 2011; De Vita et al., 2012). Inoltre, osservando l'andamento della media mobile a 11 anni rispetto al valore normale (valore medio dell'intera serie storica), si è rilevata una dinamica ciclica complessa (Fig. 4.3.4b). Nei periodi 1930-1944, 1958-1980, e successivamente, a partire dal 2008 sono state individuate tre fasi caratterizzate da valori superiori al valore normale. Negli anni precedenti al 1930 e nei periodi 1944-1958 e 1980-2008 sono state individuate al contrario tre fasi al di sotto del valore normale. Queste fluttuazioni di lungo termine sono risultate inversamente correlate con quelle dell'indice invernale NAO (Fig. 4.3.4a). È interessante notare che, per l'ultima parte delle serie storiche, una maggiore frequenza dei valori MAPI al di sotto del valore medio, non raggiunta nei periodi precedenti, mostra una tendenza decrescente. Infatti, dal 1960 circa al 2019 la maggior parte dei valori sono negativi. I valori massimi delle serie storiche sono stati i seguenti: +31% (1933), +35% (1969) e +37% (2010). L'andamento di lungo periodo del MATI (figura 4.3.2c) ha mostrato un trend in crescita. I valori più

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella

bassi si sono registrati negli anni '30 e '40 (1932 e 1946) ma meno frequentemente. Il valore minimo del MATI è di -15,5% (1944) e il massimo è di +13,5% (1994). L'andamento di MAPI e MATI negli ultimi tre decenni è risultato essere coerente con quanto precedentemente rilevato da altri ricercatori per la regione Campania (Ducci & Tranfaglia, 2008; De Vita et al., 2012). L'andamento di lungo periodo del MAEPI (Fig. 4.3.4e) ha mostrato un andamento lineare decrescente; si sono tuttavia osservate oscillazioni molto marcate intorno al valore medio (±80%), con dinamiche cicliche di lungo periodo. I valori estremi delle serie temporali MAEPI sono stati identificati come corrispondenti a quelli delle serie temporali MAPI, dimostrando così l'effetto di amplificazione dovuto al comportamento non lineare dell'evapotraspirazione reale (Fig. 4.3.4d). Infatti, dal calcolo del nuovo indice MAAETI, è interessante osservare come questo parametro sia influenzato anch'esso dall'indice NAO e come l'andamento della curva rappresentativa della media mobile a 11 anni sia molto pendente e raggiunga valori prossimi a +15% rispetto alle fasi precedenti in cui i valori MAAETI si mantengono tra 0 e -5%. Pertanto, negli ultimi vent'anni, si è registrato un aumento dei valori reali di evapotraspirazione influenzati dall'aumento del MATI, e dalla diminuzione del MAPI. Analogamente al MAPI, negli ultimi decenni della serie storica si è osservato uno spostamento verso il basso per il MAEPI e di conseguenza per il MAGRI che sembra assumere lo stesso comportamento del MAEPI in quanto calcolato moltiplicando il valore di precipitazione effettiva per il valore annuo del coefficiente di ricarica delle acque sotterranee (AGRC; Allocca, Manna & De Vita, 2014). La variabilità di MAPI, MAEPI e MAGRI, identificata come differenza tra il 5° e il 95° percentile mobile a 11 anni, è risultata variare (Fig.2b, e e f) fino al 60% (da + 30 % a -30%), circa 100% (da + 60% e -40%) e 100% (da + 70% e -30%), rispettivamente, nei periodi caratterizzati dalla fase negativa di NAOI; mentre, nella fase positiva di NAOI, varia in un range del 40% (da +10% a -30%), 80% (da +20 a -60%) e circa 80% (da +20 a -60%), rispettivamente.

4.2. NAOI e indici idrologici a scala locale

Analogamente, alla scala locale, sono state trattate le serie storiche dei NAOI, MAPI, MATI, MAAETI, MAEPI e MAGRI. La tendenza crescente di MATI e MAAETI e il *trend* decrescente di MAPI, MAEPI e MAGRI sono stati osservati e confermati anche a scala di bacino idrogeologico.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.3.5 - Serie storica del (a) NAOI invernale monitorata tra Lisbona (Portogallo) e Stykkisholmur/Reykjavik (Islanda). (b) MAPI; (c) MATI; (d) MAAETI; (e) MAEPI (f) MAGRI. Legenda dei simboli: linee continue spesse = media mobile a 11 anni centrata sul sesto anno; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee tratteggiate = percentili mobili di 11 anni del 5° e 95° anno centrati sul sesto anno; numero a destra del grafico = valore medio assoluto dell'intera serie storica.

A scala locale si osservano correlazioni per periodicità che vanno dalla scala temporale interannuale a quella decennale con la maggiore correlazione con la stessa periodicità della scala regionale (da 30 a 45 anni). Osservando l'andamento della media mobile a 11 anni relativa al valore medio dell'intera serie storica, si possono riconoscere anche in questo caso tre cicli a dinamica complessa per tutte le variabili idrologiche studiate (Fig. 4.5.5) che differiscono per ampiezza e lunghezza d'onda da quelli osservati in Fig. 4.5.2 sono state individuate tre fasi caratterizzate da valori superiori al valore normale nei periodi 1933-1946, 1954-1980 e successivamente a partire dal 2004 e sono state individuate tre fasi inferiori alla al valore normale negli anni precedenti al 1933 e nei periodi 1946-1954 e 1980-2004. Le fluttuazioni di lungo periodo sono risultate inversamente coincidenti con quelle del NAOI invernale (Fig. 4.3.5a). Dal 1960 al 2019 la maggior parte dei valori sono negativi cioè una maggiore frequenza dei valori MAPI è inferiore al valore medio mostrando un andamento decrescente. Allo stesso modo, valori più bassi si sono verificati anche negli anni '30 e '40 e '50, ma meno frequentemente. I valori massimi delle serie storiche sono stati i seguenti: + 33% (1969), + 31% (1976) e + 46% (2010). A partire dal 1965 l'andamento di lungo periodo del MATI (Fig. 4.3.5c) ha mostrato un andamento crescente rispetto ai valori medi. Il valore minimo del MATI è +6% (1994) e il massimo è +7% (1999). Le tendenze sia di MAPI che di MATI negli ultimi tre decenni sono coerenti con quanto precedentemente illustrato a scala regionale. Per quanto riguarda il MAAETI, a scala locale, la media mobile a 11 anni tende ad assumere valori compresi tra il 5% e non aumenta rapidamente rispetto al valore medio di AET degli ultimi vent'anni. L'andamento di lungo periodo del MAEPI (Fig. 4.3.5e) ha mostrato un andamento lineare decrescente più lento e contenuto rispetto al MAEPI regionale. Analogamente al MAPI, negli ultimi decenni della serie storica, si è osservato uno spostamento verso il basso per il MAEPI e di conseguenza per il MAGRI che sembra assumere lo stesso comportamento del MAEPI in quanto calcolato moltiplicando il valore di precipitazione effettiva per il coefficiente annuo di ricarica delle acque sotterranee (AGRC; Allocca, Manna & De Vita, 2014). La variabilità di MAPI, MAEPI e MAGRI, identificata come differenza tra il 5° e il 95° percentile mobile di 11 anni, è risultata variare (Fig. 4.3.5d, e e f) fino al 60% (da + 30% a -30%), circa 60% (da + 40% e -20%) e 80% (da + 60% e -20%), rispettivamente, nei periodi caratterizzati dalla fase negativa della NAOI; mentre, nella fase positiva di NAOI, con un *range* del 30% (da +10% a -20%), 50% (da +10% a -40%) e fino al 70% (da +20 a -50%), rispettivamente.

4.3. Confronto tra indici idrologici regionali e locali

L'analisi integrata tra le diverse medie mobili a 11 anni delle serie temporali NAOI, MAPI, MAAETI, MAEPI e MAGRI ha mostrato un forte co-movimento e una buona corrispondenza dei picchi positivi e negativi (Fig. 4.3.6) per entrambe le scale spaziali di osservazione. In particolare, la periodicità semplificata delle serie storiche ha mostrato tre cicli decennali e l'inizio di un quarto ciclo a partire dal 2010. Per il MATI è stato osservato il contrario. Infatti, l'analisi integrata ha mostrato una correlazione inversa con NAOI. Il MAPI varia in egual modo sia su scala regionale che locale tra $\pm 15\%$ e $\pm 10\%$ e $\pm 15\%$, rispettivamente. La variazione del MATI appare diversa alle due scale di osservazione in quanto sulla scala regionale si ha una variazione ciclica compresa tra $\pm 5\%$ su tutto il periodo; su scala locale, invece, le oscillazioni sono meno evidenti per i primi due cicli e più evidenti solo a partire dal 1980 raggiungendo valori del $\pm 3\%$. Una differenza da evidenziare è la maggiore estensione, in termini di magnitudo, delle variazioni regionali di MAEPI e MAGRI ($\pm 30\%$) rispetto alla variazione degli stessi su scala locale dove MAEPI varia da $\pm 10\%$ a -20% e MAGRI $\pm 20\%$.

Figura 4.3.6 – Confronto delle medie mobili a 11 anni delle serie storiche NAOI, MAPI, MAEPI e MAGRI per la regione Campania (a) e per l'acquifero carsico dei Monti di Avella (c); confronto delle medie mobili a 11

anni delle serie storiche NAOI, MATI e MAAEPI per la regione Campania (b) e per l'acquifero carsico dei Monti di Avella (d).

4.4. Confronto tra NAOI e Mean Annual Discharge Indexes regionali e locali

Il confronto delle serie temporali di portata delle sorgenti carsiche a scala regionale, anche se per un periodo di sovrapposizione limitato e discontinuo (Fig. 4.3.7a), ha consentito di riconoscere un consistente andamento discendente a partire dagli anni '80 e una tendenza al rialzo negli anni successivi, secondo il modello NAOI per lo stesso periodo (Fig. 4.3.7a). Per le serie temporali regionali MADI sono stati trovati un generale trend lineare decrescente con un tasso di -0,26% annuo rispetto al valore medio (3,02 m3 s-1) e oscillazioni annue elevate intorno alla media, con estremi del +41% (1978) e del -50% (2019), (Fig. 4.3.7c). La stessa ciclicità ma con una variabilità inferiore (10%) rispetto al valore medio hanno evidenziato i risultati ottenuti con le serie temporali MADI medie ponderate (Fig. 4.3.7e). Si tratta di una complessa ciclicità pluriennale individuata dalla media mobile a 11 anni, che ha mostrato due fasi di massimi tra gli anni '30 e '40 e tra gli anni '50 e '80, e tre fasi di minimo, la prima precedente agli anni '30, la seconda tra anni '40 e '50 e l'ultimo dopo gli anni '80 (Fig. 4.3.7 c ed e). La variabilità del MADI identificata come differenza tra il 5° e il 95° percentile a 11 anni è stata osservata essere maggiore nella fase negativa della NAO e minore nella fase positiva della NAO. A scala locale, sebbene non sia stato possibile ricostruire l'intera serie temporale e, quindi, studiare l'andamento di lungo termine ed individuare le oscillazioni su scala decennale, è stata comunque individuata una perfetta corrispondenza degli anni caratterizzati da picchi e da valori positivi e negativi di MADI con quelli alla scala regionale (Fig. 4.3.7 c e d). I risultati del MADI locale (Fig. 4.3.7d) mostrano una perfetta corrispondenza dei picchi positivi e negativi con quelli individuati alla scala regionale con un elevato range di variazione (± 50%) ed è stata comunque individuata una buona corrispondenza anche con i picchi del MADI medio ponderato con un range di variazione di ± 30% (Fig. 4.3.7f). A scala locale, sia per il MADI medio che per il MADI medio ponderato, sebbene i dati disponibili siano limitati, si osserva un andamento decrescente della portata sorgiva con un tasso rispettivamente di -0,27% e 0,42%.

Figura 4.3.7 – (a) Confronto grafico delle portate medie annue (Q_{my}) di Maretto (1), Avella (2, 3, 4 e 5), Cassano Irpino (6), Caposele (7) e Fistole del Faraone (8) (Fig. 4.3.1); (b) confronto grafico delle portate medie annue (Q_{my}) del gruppo delle sorgenti di Avella: Santa Maria La Foce (2), Mercato-Palazzo (3), Santa Marina di Lavorate (4), San Mauro (5) (Fig. 4.3.1). Legenda dei simboli: linea spessa continua = media mobile a 3 anni centrata sul secondo anno; numeri a destra del grafico = valori medi assoluti dell'intera serie storica. (c) MADI medio regionale; (e) MADI regionale medio ponderato. Legenda dei simboli: linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue spesse = media mobile a 11 anni centrata sul sesto anno; numero a destra del grafico = valore medio; (f) MADI locale medio ponderato. Legenda dei simboli: linea serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica. (d) MADI locale medio; (f) MADI locale medio ponderato. Legenda dei simboli: linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue sottili = andamento lineare dell'intera serie storica; linee continue spesse = media mobile a 3 anni centrata sul secondo anno; linee tratteggiate = percentili mobili di 3 anni del 5° e 95° anno centrati sul sesto anno; numero a destra del grafico = valore medio assoluto dell'intera serie storica.

L'analisi integrata tra le diverse medie mobili a 11 anni del NAOI e le serie temporali del MADI medio regionali e locali ha mostrato un forte co-movimento e una buona corrispondenza dei picchi positivi e negativi (Fig. 4.3.8a). Questi risultati sono confermati anche dall'analisi della media mobile a 3 anni delle serie temporali NOAI, MADI medio regionale e locale e medio ponderato regionale e locale MADI, che confermano la stretta correlazione delle portate sorgive dell'acquifero considerato con la NAO.

Figura 4.3.8 – Confronto delle medie mobili a 11 anni delle serie storiche NAOI, MADI_R e MADI_{Rw} per la regione Campania (a); confronto delle medie mobili a 3 anni delle serie storiche NAOI, MADI_R, MADI_{Rwm}, MADI_L, MADI_{Lwm} per la regione Campania e l'acquifero carsico dei Monti di Avella (b).

4.5. Analisi di Fourier del NAOI e degli indici idrologi a scala regionale e locale

L'analisi di Fourier è stata applicata al NAOI, MAPI, MATI, MAEPI, MAGRI e MADI medio ponderato al fine di comprenderne la struttura, le periodicità e la rispettiva coerenza delle serie temporali. Lo scopo di questa analisi è di scomporre serie temporali complesse con componenti cicliche in funzioni sinusoidali, trovando le loro ampiezze e lunghezze d'onda e ricostruendo i loro spettri di potenza. I risultati mostrano che esiste una ciclicità di breve e lungo periodo dell'Oscillazione Nord Atlantica di 3, 5, 8 e 33 anni (Fig. 4.3.9a), che influenza e coincide perfettamente con la ciclicità delle precipitazioni a scala regionale (Fig. 4.3.9b) e che, con qualche anno di scostamento, incide anche sull'andamento delle precipitazioni a scala locale, la cui ciclicità è di 2, 5, 12 e 32 anni (Fig. 4.3.10b). Una buona corrispondenza sulla ciclicità di lungo periodo è stata trovata per il MATI a scala regionale e locale con l'indice NAO. Il MATI ha una ciclicità di lungo periodo di 31 anni a scala regionale e 29 anni a scala locale (Fig. 4.3.9c e 4.3.10c). La ciclicità più complessa è stata riconosciuta per il MAEPI e il MAGRI con una ciclicità di breve periodo di 3, 5, 9 e a lungo periodo di 19, 31 e 47 anni a scala regionale (Fig. 4.3.9d ed e) e di 2, 3, 5, 12 e 19 e 47 a scala locale (Fig. 10 d ed e). Anche per quanto riguarda la ciclicità della portata sorgiva a scala regionale si può individuare l'influenza della NAO. Esiste, infatti, una buona corrispondenza, con uno shift di qualche anno, con i cicli di 3, 6, 9 e 33 anni (Fig. 4.3.9a e 9f). A scala locale, invece, data la scarsità di

dati a disposizione, è stato possibile trovare una buona corrispondenza solo per la ciclicità di breve periodo di 2, 4 e 7 anni del MADI medio ponderato (Fig.10f).

Figura 4.3.9 – Periodogramma del NAOI (a), MAPI (b), MATI (c), MAEPI (d), MADRI (e) e MADI (f) a scala regionale.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

Figura 4.3.10 – Periodogramma del NAOI (a), MAPI (b), MATI (c), MAEPI (d), MADRI (e) e MADI (f) a scala locale.

5. Conclusioni

A scala regionale e locale, è stata scoperta una complessa periodicità ciclica dei *pattern* dei parametri idrologici che è principalmente teleconnessa con l'Oscillazione Nord Atlantica, confermando quanto precedentemente osservato per altre regioni dell'Europa occidentale e del Nord America. Le analisi integrate degli indici di precipitazione, della temperatura dell'aria, delle precipitazioni effettive e dell'evapotraspirazione reale nel periodo 1921-2019 hanno rivelato un impatto significativo della NAO anche sulla ricarica delle acque sotterranee e sulle portate sorgive. L'analisi della struttura temporale delle serie storiche ha confermato e dimostrato, anche a scala locale, una maggiore correlazione per periodicità che vanno da scale temporali interannuali a quelle decennali, con la
maggiore correlazione alla periodicità da 30 a 45 anni. Questa periodicità determina una variabilità decennale di tutti i parametri idrologici studiati, configurando due cicli completi di lungo termine con minimi intorno agli anni '30, '50 e '90 e visualizzando un nuovo ciclo a partire dai primi anni '90 che raggiunge il suo picco massimo intorno al 2010 e probabilmente raggiungerà il suo nuovo minimo nel prossimo decennio. I risultati mostrano l'impatto della NAO sulla variabilità idrologica dei paesi europei e delle aree carsiche del Mediterraneo, inclusa la componente sotterranea del ciclo idrologico. In generale, l'indice regionale appiattisce le differenze dovute a fattori locali dando indicazioni sul trend dell'area; mentre, per pianificare una gestione delle risorse di un singolo acquifero è fondamentale un'analisi a scala locale. Tali evidenti correlazioni potrebbero essere concepite come base nella formulazione di modelli di gestione resiliente della ricarica delle acque sotterranee degli acquiferi carsici e nella progettazione di linee guida per la gestione e progettazione dell'approvvigionamento idrico utile agli acquedotti di competenza sul territorio. Inoltre, la NAO potrebbe essere utilizzata come proxy per prevedere i cambiamenti climatici, la variabilità decennale della ricarica delle falde acquifere nelle aree carsiche delle mediterranee. Questa considerazione è suffragata dall'ampio interesse della comunità scientifica che opera continuamente nello studio e monitoraggio dell'Oscillazione Nord Atlantica.

4.4. Un multi-approccio per la stima della ricarica delle acque sotterranee dei Monti di Avella

1. Introduzione

Gli acquiferi carsici sono importanti fonti d'acqua per molte regioni del mondo e, come nel Sud Italia, sono la principale fonte di approvvigionamento idrico per uso potabile, agricolo e industriale (Goldscheider, 2019); essi, inoltre, svolgono un ruolo fondamentale nell'alimentazione e nella conservazione di molti ecosistemi naturali (GDE - Groundwater Dependent Ecosystems). La gestione ottimale di questi acquiferi è fondamentale per lo sviluppo economico ed ambientale e quindi importante avere un'approfondita conoscenza dei processi di ricarica delle acque sotterranee. Nell'Italia meridionale, l'approvvigionamento idrico pubblico degli ambiti distrettuali per la gestione del servizio idrico e, quindi, nelle aree che comprendono le grandi città, come Napoli, che conta circa 1 milione di abitanti, e molti piccoli centri e innumerevoli insediamenti, dipendono da grandi e piccole sorgenti carsiche. Inoltre, le normative Europee (Direttiva 2000/60/CE, Direttiva 2006/118/CE) e Nazionali (D.Lgs. 152/2006; D.Lgs. 12/2009) prevedono che gli Stati membri gestiscano e tutelino le acque, e raggiungano un buono stato quantitativo attraverso la stima del bilancio idrico. Alla luce di queste considerazioni, risulta evidente l'importanza di preservare e gestire al meglio questi acquiferi, valutandone attentamente lo stato quantitativo e qualitativo. Il miglioramento della conoscenza scientifica dei processi di afflusso-deflusso delle acque sotterranee nei sistemi carsici, a varie scale spazio-temporali, è una questione fondamentale per l'uso e la gestione sostenibile e la gestione delle acque sotterranee in periodi di siccità e scenari di crisi idrica. I risultati delle stime della ricarica delle acque sotterranee variano spesso tra i metodi a causa delle incertezze inerenti a ciascun di essi, delle diverse scale spazio-temporali in cui operano e del tipo di ricarica che rappresentano. Normalmente si consiglia, quindi, di utilizzare più metodi (Walker et al., 2019), considerando anche che i fattori che influenzano la quantità e il tipo di ricarica (diffusa o localizzata) includono: precipitazioni (volume, intensità e durata), topografia (pendenza), vegetazione (schema colturale, profondità di radicazione) ed evapotraspirazione, tipi di suolo, meccanismi di flusso nella zona insatura, storage del suolo sovrastante, geologia del substrato roccioso, accumulo di acque sotterranee disponibili, presenza di fiumi affluenti, e presenza di caratteristiche carsiche (Misstear, 2000). Questo articolo mira a stimare la ricarica delle acque sotterranee dell'acquifero carsico dei Monti di Avella ad una scala media mensile attraverso un approccio multiplo, ovvero l'integrazione di più metodi e dati, terrestri e satellitari (precipitazioni, temperatura dell'aria, uso del suolo, caratteristiche del suolo, ecc.), in ambiente GIS. Nello specifico, il metodo del Groundwater Recharge Coefficient (Allocca, Manna & De Vita, 2014), il metodo del Runoff Curve Number (USDA, 1986) e il metodo LSSL per la stima dei coefficienti di infiltrazione; il metodo tradizionale di Thornthwaite-Mather per il bilancio idrico del suolo (Thornthwaite & Mather, 1951) e il metodo che utilizza i dati satellitari AET MODIS (Penman, 1948; Mu & Zhao, 2011) per la stima dell'evapotraspirazione reale. Tutto ciò è stato realizzato al fine di ottenere valutazioni quanto più accurate dei parametri idrogeologici del bilancio idrologico, poiché si consiglia di utilizzare più metodi per ridurre l'incertezza e migliorarne la comprensione (De Vries & Simmers, 2002; Healy & Cook, 2002). A differenza di altri acquiferi carsici in Europa, quelli dell'Appennino meridionale sono caratterizzati da ampie superfici piane e zone endoreiche sulla loro sommità, e mostrano un angolo di pendenza media dei versanti di circa 30° ÷ 35. Inoltre, data la vicinanza ai centri vulcanici questi acquiferi sono ricoperti da depositi piroclastici da caduta di spessore variabile (Allocca et al., 2008; Naclerio et al., 2008; Naclerio et al., 2009; Celico et al., 2010) eruttati dai vicini centri vulcanici durante il Quaternario, la cui presenza influenza lo sviluppo dell'epicarso (Celico et al., 2010) e di conseguenza i processi di ricarica. In accordo con i modelli concettuali di letteratura (Celico, 1986; Allocca et al., 2007), gli acquiferi carsici dell'Appennino meridionale sono corpi idrici sotterranei ben confinati da acquitard, rappresentati da depositi vulcanici e alluvionali, o da acquiclude, composti da flysch e serie di bacino a bassa permeabilità, ed ognuno di essi è caratterizzato da una falda basale

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

che alimenta in più punti importati sorgenti basali (portata media annua > $0,1 \div 1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) situate nel punto più basso a contatto con la cintura impermeabile composto da depositi vulcanici e alluvionali o terrigeni. Emergenze subordinate del flusso a regime stagionale ed effimero (portata media annua < 0,01 m³ s⁻¹) si verificano a quote più elevate, in particolare condizioni stratigrafiche e/o strutturali o per la presenza di piccoli condotti carsici. La ricarica annuale degli acquiferi carsici avviene per infiltrazione diffusa, e per infiltrazione secondaria o concentrata attraverso i bacini endoreici. Il rendimento degli acquiferi carsici dell'Appennino meridionale varia da 0,015 a 0,038 m3 s-1 km-2 (Celico, 1983; Allocca et al., 2007; Allocca et al., 2009). Esistono diversi metodi, diretti e indiretti, per stimare la ricarica delle acque sotterranee su scala spaziale da regionale a locale, e su scala temporale da annuale a giornaliera ed episodica. Mentre gli approcci diretti determinano i parametri che governano la ricarica calcolando il deflusso, l'interflow e l'umidità del suolo, gli approcci indiretti modellano il comportamento del bacino bilanciando le misurazioni del deflusso in corrispondenza di sorgenti o fiumi a scala di bacino con il tasso di estrazione e lo storage dell'acquifero basati su misurazioni del livello piezometrico (Messerschmid, Sauter & Lange, 2020). In generale, la selezione del metodo dipende dalla disponibilità dei dati, che spesso manca in molte regioni. Tale scarsità può portare alla selezione di un metodo di stima della ricarica meno adatto, nonché a nessun metodo aggiuntivo per validare i risultati. In generale, l'operatore dovrebbe selezionare metodologie in base alla risoluzione spazio-temporale desiderata (Walker et al., 2019). Alcune metodologie sono, ad esempio, il metodo Water Table Fluctuation (WTF) (Healy & Cook, 2002) altri esempi includono i metodi RISE (Rutledge, 1998) e Master Recession Curve (MRC) (Heppner & Nimmo, 2005; Heppner et al., 2007; Lorenz & Delin, 2007; Delin et al., 2007) e altri approcci grafici (Risser, Gburek & Folmar, 2005; Delin et al., 2007). Nel 2015 sviluppano il metodo Episodic Master Recession (EMR) (Nimmo, Horowitz & Mitchell, 2015), avanzamento del metodo WTF, per stimare la ricarica episodica a scala locale e per associare ogni episodio di ricarica a un evento causale di pioggia. Recentemente è stato sviluppato il metodo VarKarst per valutare i contributi allogenici e autogeni alla ricarica dei sistemi carsici (Mudarra, Hartmann & Andreo, 2019).

2. Area di studio

L'acquifero carsico dei Monti di Avella ha un'estensione di 370 km², è situato nell'Appennino campano ed è definito un *local transboundary aquifer*, poiché è condiviso da tutte e 5 le province campane. Le sue acque sotterranee sono captate e gestite da G.O.R.I S.p.A., ente gestore del servizio idrico integrato dell'ambio distrettuale Sarnese-Vesuviano della Regione Campania. Questo acquifero fornisce oltre l'80% dell'acqua totale richiesta ed immessa in rete dal sistema acquedottistico, che serve 76 comuni e un totale di circa 1.500.000 abitanti (Fig. 4.1.1a).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.1 - (a) Distribuzione dei massicci carbonatici della Campania e dettaglio dell'area di studio. (1) unità calcaree e calcareo-dolomitiche della serie della piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (2) unità dolomitiche della serie della piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (3) unità calcareo-marnose della serie dei bacini esterni (Triassico-Paleogene); (4) molasse e unità terrigene pre-, sin- e tardo-orogene (Cretaceo-Pliocene); (5) unità alluvionali ed epiclastiche (Quaternario); (6) centri vulcanici (Pliocene-Quaternario); (7) confini regionali; (8) confini provinciali (Allocca, Manna & De Vita, 2014). (b) Carta idrogeologica dei dell'acquifero carsico dei Monti di Avella: (1) complesso lavico; (2) eluvio-colluviale complesso; (3) complesso

alluvionale; (4) complesso tufaceo; (5) complesso di depositi piroclastici; (6) complesso lacustre e paludoso; (7) complesso detritico; (8) complesso arenaceo; (9) complesso calcareo-marnoso; (10) complesso calcareo; (11) complesso dei calcari e marne ad Orbitolina; (12) complesso dolomitico; (13) sorgenti captate; (14) direttrici di flusso delle acque sotterranee; (15) curve di livello della falda freatica; (16) limiti probabili delle sorgenti e delle aree di ricarica delle acque sotterranee; (17) campo pozzi; (18) inghiottitoio; (19) faglia normale (sepolta o presunta); (20) faglia inversa (sepolta o presunta); (21) *thrust* (sepolto o presunto). (c) Mappa della densità delle faglie (km km⁻²) e diagramma a rosa delle faglie. (d) *Digital elevation model* e distribuzione areale delle aree endoreiche (1). (e) Isopache delle eruzioni del Somma-Vesuvio (De Vita & Nappi, 2013). (f) Regime medio annuo delle precipitazioni e temperatura dell'area dell'acquifero.

I Monti di Avella rappresentano un massiccio carbonatico carsico dell'Appennino meridionale, costituito da una successione di rocce carbonatiche (dal basso: dolomiti, calcari dolomitici, calcari), L'assetto idrogeologico (Fig. 4.4.1) è caratterizzato da una falda basale il cui flusso è diretto verso ovest (gruppo sorgivo di Cancello) e verso sud-ovest (gruppo sorgivo di Sarno) probabilmente a causa della presenza di uno spartiacque sotterraneo di origine strutturale, infatti, le rocce carbonatiche sono divise da un complicato reticolo di faglie e fratture, i cui orientamenti preferenziali sono NE SW, SW NE, NS ed EW come mostrato nel diagramma in Fig. 4.4.1c con una densità di faglie molto elevata a NE luogo in cui potrebbe essere situato lo spartiacque sotterrane che genera la suddivisione del flusso nelle due direzioni sopracitate. L'acquifero carsico presenta una porosità primaria molto bassa (circa $0,1 \div 0,6\%$) e una porosità secondaria maggiore (circa 2%), ciò implica la presenza di un sistema di canalizzazione, causato da un alto grado fratturazione e dallo sviluppo di fenomeni carsico lungo le principali discontinuità (Allocca et al., 2015). È possibile descrivere una cintura impermeabile che l'acquifero carsico dei Monti di Avella come segue: a NE si ha il contatto tettonico con i depositi arenaceo-argillosi scarsamente permeabili, appartenenti alle unità litostratigrafiche neogeniche pre- e tardo-orogene; a NO le rocche carbonatiche sono limitati dai depositi detritico-piroclastico-alluvionali della Piana dell'Isclero e della Piana Campana, da poco a mediamente permeabili; a S il limite è segnato dai depositi piroclastici della Piana Campana, al di sotto dei quali il substrato carbonatico è ribassato di circa 3000 metri; a SE, infine, i rilievi confinano con la Valle del Torrente Solofrana, dove emergono depositi detritico-piroclastico-alluvionali, da poco a mediamente permeabili (Civita, De Riso & Nicotera, 1970; Celico & de Riso, 1978). Le principali sorgenti dell'idrostruttura erano localizzate, in quanto attualmente sono tutte captate, al limite sud-ovest con la Piana Campana (Nicotera & Civita, 1969). Le principali emergenze erano concentrate in due siti, entrambi ad altitudini prossime ai 30 m. s.l.m.: il gruppo sorgivo di Cancello (Mefito e Calabricito) e il gruppo di Sarno (Santa Maria La Foce, Mercato-Palazzo, Cerola, Santa Marina di Lavorate e San Mauro). Le sorgenti di Lauro e Labso nella Valle del Torrente Solofrana con portate ridotte e molto variabili. Gli importanti eventi tettonici che hanno interessato l'area di studio hanno influenzato anche le caratteristiche geomorfologiche dell'acquifero, con la presenza di versanti di faglia evoluti (pendenza media di 20 ÷ 30°) e con la presenza di ampi altipiani sommitali e doline carsiche che rappresentano le aree endoreiche (Fig. 4.4.1d) che favoriscono i processi di infiltrazione e di ricarica delle acque sotterranee (Manna et al., 2013b; Allocca, Manna & De Vita, 2014). L'intero acquifero, inoltre, è caratterizzato da depositi detritici, piroclastici ed eluvio-colluviali superficiali con spessori che vanno da pochi centimetri a circa 8 metri (Fig. 4.4.1e), infatti un'altra importante caratteristica dell'area di studio è la diffusa di presenza di coltri di suolo, costituiti prevalentemente da depositi piroclastici da caduta eruttati dai principali centri vulcanici della Campania. Il clima dell'area di studio è un clima mite mediterraneo (CSb) (Geiger, 1954). Secondo la classificazione di Koppen (1936), ricade in una zona temperata, caratterizzata da estati secche e molto calde, con precipitazioni invernali pari o superiori a tre volte le piogge estive (figura 4.4.1f). Le temperature medie mensili dell'aria sono generalmente comprese tra 25 e 30 °C in estate e tra 11 e 17 °C in inverno. Le precipitazioni annue variano tra 400 e 1000 mm e si verificano prevalentemente in inverno. La distribuzione spaziale delle precipitazioni medie annue è inoltre fortemente influenzata dall'orografia della catena appenninica (Henderson-Sellers & Robinson, 1986), condizionando la distribuzione e la circolazione delle masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno. Procedendo da ovest verso est si registrano precipitazioni orografiche (Roe, 2005; Houze Jr., 2012), con valori massimi di 1700-2000 mm a–¹, in corrispondenza dello spartiacque appenninico. Pertanto, esiste un andamento *standard* delle precipitazioni (P) e della temperatura dell'aria (T) con la registrazione dei valori massimi in inverno ed in estate e quella dei valori minimi in estate ed in inverno, rispettivamente (Fig. 4.4.1f).

3. Dati e metodi

Le caratteristiche che maggiormente controllano la ricarica delle acque sotterranee negli acquiferi carsici dell'Appennino meridionale sono l'estensione delle aree di ricarica, la litologia affiorante, le caratteristiche morfologiche (altitudine, pendenza dei versanti e aree endoreiche), l'uso del suolo e la sua copertura vegetale e i parametri climatici. Per questi motivi, lo studio si è basato sulla raccolta, l'analisi e l'elaborazione di dati (free-open) geologici, satellitari e sul suolo, in ambiente GIS. È stato utilizzato il software open source "QGis", le procedure principali hanno riguardato la delimitazione del dominio di modellazione dei Monti di Avella, attraverso la creazione di un file vettoriale di grandezza reale di 370 km² (Fig. 4.4.2a); la discretizzazione in celle (o pixel) di 20 x 20 m (Fig. 4.4.2b), con una larghezza e un'altezza della griglia rispettivamente di 1521 e 1611 pixel (per un totale di 924667) al fine di ottenere la stima più dettagliata dei parametri idrogeologici (Fig. 4.4.2c) a scala di pixel. I principali layers utilizzati sono stati il tipo di suolo, estrapolato dalla Carta dei Sistemi di Terra della Campania in scala 1:250000 (Di Gennaro, 2002) a partire dalla guale sono state estrapolate le informazioni granulometriche riportate nel diagramma pedologico USDA (Fig. 4.4.2d) per l'area di studio, l'uso del suolo dal Corine Land Cover 2018 (Fig. 4.4.2e) (land.copernicus.eu), la copertura vegetale estrapolata dalla Carta della natura della Campania a scala 1: 50000 (Fig.4.4.2f) (Laureti et al., 2017), l'altitudine, estrapolata dal modello digitale di elevazione (Fig. 4.4.2g) e dell'evapotraspirazione effettiva del suolo dai dati satellitari MODIS ad una scala temporale di 8 giorni (search.earthdata.nasa.gov)

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.2 – (a) *Digital elevation model* e griglia di *pixel* costruita per l'acquifero carsico dei Monti di Avella. (b) Dettaglio della griglia. (c) Dettaglio del modello idrogeologico concettuale ricostruito su ogni singolo *pixel*. (d) Mappa dei Sistema di Terra della Campania in scala 1:250000 (Di Gennaro, 2002) e diagramma pedologico USDA: (1) rilievi calcarei con coperture in cenere/pomice; (2) bassa collina con copertura piroclastica; (3) alta montagna con coperture di cenere/pomice; (4) rilievi preappenninici con copertura piroclastica; (5) collina calcarea; (6) pianure alluvionali interne; (7) pianura pedemontana. (e) Dati satellitari *Corine Land Cover* 2018: (1) tessuto urbano continuo; (2) tessuto urbano discontinuo; (3) unità industriali o commerciali; (4) reti stradali e ferroviarie; (5) siti di estrazione mineraria; (6) aree verdi urbane; (7) alberi da frutto e piantagioni di bacche; (8) uliveti; (9) pascoli; (10) colture annuali associate a colture permanenti; (11) modelli di coltivazione complessi; (12) terreni occupati principalmente da agricoltura, con aree significative di vegetazione naturale; (13) bosco di latifoglie; (14) bosco di conifere; (15) bosco misto; (16) praterie naturali; (17) vegetazione sclerofilla; (18) arbusto boschivo di transizione; (19) aree scarsamente vegetate; (20) aree bruciate

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

(land.copernico.eu). (f) Carta della Natura della Campania in scala 1:50000: (1) agrumi; (2) pioppeti ripariali; (3) boschi con Alnus Cordata; (4) boschi con Castanea Sativa; (5) foreste esotiche di latifoglie; (6) boschi misti di anfratti e pendii umidi; (7) campi con Pteridium Aquilinum; (8) canali e bacini idrici d'acqua dolce; (9) canne mediterranee; (10) castagni; (11) cave dismesse; (12) cave e scavi; (13) centri abitati; (14) colture estensive e sistemi agricoli complessi; (15) colture intensive; (16) faggete dell'Italia meridionale; (17) frutteti; (18) bosco con Ampelodesmus Mauritanicus; (19) gariga meso-mediterranea; (20) ginestre con Spartium Junceum; (21) ginestre collinari e submontane; (22) leccete sovramediterranee; (23) leccete termo-mediterranea; (24) spot con Pistacia Lentiscus; (25) macchie meso-mediterranee; (26) noccioleti; (27) oliveti; (28) aceri; (29) parchi e giardini; (30) versante in erosione accelerata con copertura vegetale; (31) versante in frana; (32) piantagioni di conifere; (33) pinete di pino d'Aleppo; (34) pinete di pino domestico; (35) praterie aride dell'Italia centro meridionale; (36) praterie aride mediterranee; (37) praterie montuose e collinari; (38) praterie mesiche temperate; (39) praterie mesofile al pascolo; (40) praterie subnitrofiche; (41) boschi di querce dell'Italia centro-meridionale; (42) boschi di roverella dell'Italia centro meridionale; (43) rovi; (44) falesie carbonatiche dell'Appennino centromeridionale; (45) siti e rovine archeologici; (46) siti produttivi e commerciali; (47) steppe di erbe mediterranee alte; (48) vigneti (Laureti et al., 2017). (g) Digital elevation model dell'acquifero carsico dei Monti di Avella e distribuzione spaziale delle stazioni (1) termo-pluvionetriche; (2) pluviometriche e (3) termometriche. (h) Curva ipsometrica e distribuzione delle stazioni in quota.

3.1. Serie temporali delle precipitazioni e della temperatura dell'aria

Sono state raccolte e rielaborate le serie storiche giornaliere termo-pluviometriche (dal 2000 al 2018) registrate dalle 23 stazioni pluviometriche e dalle 10 stazioni termometriche dalla rete di monitoraggio idrologico del Centro Funzionale Multirischi dell'Agenzia Regionale della Protezione Civile e dell'ARPAC (Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale della Campania) al fine di ottenere i dati termo-pluviometrici medio-mensili (Fig. 4.4.2g). Solo il 15% delle stazioni si trova ad altitudini superiori ai 500 m. s.l.m., tuttavia, le quote più elevate dei Monti di Avella sfiorano i 1600 metri (Fig. 4.4.2h). Le serie temporali sono state analizzate per ricostruire i modelli distribuiti delle precipitazioni medio mensili (P) e della temperatura dell'aria medio mensile (T), tenendo conto delle variazioni dovute al controllo orografico delle catene montuose (Roe, 2005; Houze Jr., 2012) e dell'altitudine (Vuglinski, 1973; Brunsdon, McClatchey & Unwin, 2001). Per il *set* di dati P e T, è stata effettuata un'analisi di correlazione lineare tra i valori medi mensili e l'altitudine (H) mediante relazioni tra il *set* di dati e l'altitudine. Per i sensori in cui non vi era alcuna misurazione diretta della temperatura dell'aria o delle precipitazioni è stata derivata dalle correlazioni con l'altitudine che erano statisticamente robuste.

3.2. Stima dell'evapotraspirazione reale

Esiste una grande varietà di metodi per misurare l'evapotraspirazione reale (AET): alcuni metodi sono più adatti di altri per accuratezza o per le scale spaziali e temporali utilizzate. Per molte applicazioni è necessaria la stima dell'AET ma nella maggior parte dei casi essa deve essere stimata tramite modelli matematici (Rana et al., 2000). In questo studio sono stati utilizzati due metodi per la stima dell'evapotraspirazione reale, il bilancio idrico del suolo di Thornthwaite-Mather (Thornthwaite & Mather, 1955) e i dati satellitari AET MODIS (Monteith, 1965; Mu & Zhao, 2011). Il metodo Thornthwaite-Mather prevede il bilancio idrico del suolo della sua zona radicale e stima a scala mensile secondo una matrice di bilancio le precipitazioni, l'evapotraspirazione (AET e potenziale, PET) e la capacità di campo. L'infiltrazione profonda al di sotto della zona delle radici si verifica solo quando viene superata la capacità di campo (Steenhuis & Van der Molen, 1986). Un presupposto chiave del bilancio idrico del suolo è che il surplus idrico (WS) si infiltrerà nella falda freatica. Tuttavia, quest'acqua può fluire lateralmente attraverso la zona insatura come interflow senza necessariamente ricaricare la falda acquifera (Misstear, 2000; Hendrickx & Flury, 2001). La matrice Thornthwaite-Mather deve essere compilata singolarmente per ogni stazione pluviometrica e termometrica. I parametri di PET (eq. 4.4.1) e relativi coefficienti (eq. 4.4.2 ed eq. 4.4.3), precipitazioni medio mensili e temperatura dell'aria, precipitazioni utili (Δ_i) (eq. 4.4.4), riserve idriche invasate (A_i) (eq. 4.4.5) e la sua variazione (Δ A_i) (eq. 4.4.6) e la riserva idrica utile (u) (eq. 4.4.7), sono tutti gli *input* da inserire nella matrice del bilancio idrico.

$$ETP = 16.2 \times K_i \times \left(\frac{10 \times T_i}{I}\right)^{\alpha} (eq. 4.4.1)$$

dove *a* (eq. 4.4.2) è un parametro relativo al clima dell'area di studio, K_i è il coefficiente di latitudine, *I* è l'Indice termico annuale (eq. 4.4.3) e T_i è la temperatura medio mensile dell'aria.

$$\begin{aligned} \alpha &= 0.49329 + (1.792 \times 10^{-5} \times I) - (-771 \times 10^{-7} \times I^2) + (675 \times 10^{-9} \times I^3) \text{ (eq. 4.4.2)} \\ &I = \sum_{i=1,12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1.514} \text{ (eq. 4.4.3)} \\ &\Delta i = P - \text{ETP} \text{ (eq. 4.4.4)} \\ &A i = (Ai - 1) + \Delta i \text{ (eq. 4.4.5)} \\ &\Delta A i = A i - (A i - 1) \text{ (eq. 4.4.6)} \end{aligned}$$

Sia le precipitazioni utili che le riserve idriche invasate sono correlate alla riserva idrica utile (7):

 $u = (CIC - PAP) \times h (eq. 4.4.7)$

dove, il *CIC* è la capacità di campo, il *PAP* è il punto di appassimento permanente e *h* è lo spessore del suolo interessato dalle radici delle piante (figura 4.4.2f). La compilazione della matrice del bilancio idrico del suolo serve a ottenere i valori di AET (eq. 4.4.8 ed eq. 4.4.9), e il *surplus* idrico WS (eq. 4.4.10) per ogni singola stazione di monitoraggio.

If Ai > 0: AET = ETP (eq.4.4.8)
If Ai = 0: AET =
$$P - \Delta Ai$$
 (eq.4.4.9)
WS = $P - AET$ (eq. 4.4.10)

Il *surplus* idrico è la quantità di acqua che si allontana dall'area di esplorazione delle radici, scorrendo sia in superficie che nel sottosuolo (Celico, 1986).

Se
$$(\Delta i - \Delta Ai) < 0$$
: $(P - AET) = 0$ (eq. 4.4.11)
Se $(\Delta i - \Delta Ai) \ge 0$: $(P - AET) = (\Delta i - \Delta Ai)$ (eq. 4.4.12)
Di conseguenza, anche il *deficit* idrico (WD) può essere definito come (eq. 4.4.13):

$$WD = ETP - AET (eq. 4.4.13)$$

I modelli distribuiti medio mensili di surplus *idrico* sono stati sviluppati per i mesi da gennaio a maggio e da ottobre a dicembre (stagione umida), questo perché nei mesi estivi, da giugno a settembre (stagione secca), non c'è *surplus* idrico, ma *deficit* idrico.

3.3. Dati satellitari MODIS

I dati satellitari MODIS forniscono valori di evapotraspirazione reale al suolo con una risoluzione di 1 km², a intervalli di registrazione di 8 giorni o annualmente. Il *dataset* MODIS è stato stimato a partire dall'algoritmo di (Mu et al., 2007; Mu & Zhao, 2011), che si basa sull'equazione Penman-Monteith (eq. 3.4.11).

I dati MODIS AET, così come altri dati, sono stati rielaborati e disposti per ottenere un dataset compatibile con l'area di studio, ottenendo così modelli distribuiti di AET medio mensile per i l'acquifero carsico dei Monti di Avella.

Le operazioni sono consistite nell'adattamento del formato dei dati MODIS (da HDF ad ASCII), ritaglio dei *raster* sull'area di studio, conversione delle unità di misura da kg m⁻² ogni 8 giorno a mm (Mu, Zhao & Running, 2005) e calcolo dei valori medio mensili nel periodo 2000–2019. Dalla differenza tra i modelli distribuiti di precipitazione e di MODIS AET, sono stati ottenuti i modelli distribuiti di eccedenza idrica MODIS.

3.4. Stima del deflusso e del coefficiente di infiltrazione

Il deflusso superficiale o *runoff* (R) e l'infiltrazione effettiva o ricarica (GR) sono due parametri che rappresentano rispettivamente la quantità di acqua che defluisce e si infiltra. Il presente lavoro si basa su tre metodi di valutazione di tali parametri: il *Groundwater Recharge Coefficient* (GRC) (Allocca, Manna & De Vita, 2014), il *Recharge Coefficient Curve Number* (RCCN), e l'ultimo metodo, sviluppato in questo lavoro, che considera la litologia, l'angolo di inclinazione, lo spessore del suolo, il tipo e uso di suolo, il coefficiente LSSL definito. Il metodo del *Curve Number* è anche chiamato metodo NRCS (*Natural Resources Conservation Service*) sviluppato dal Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti (USDA). Questo metodo, che si basa su formule empiriche, richiede l'immissione di dati descrittivi di base, che vengono convertiti in valori numerici per stimare il deflusso diretto che rappresenta la quantità d'acqua che non è stata intercettata, immagazzinata in depressioni e/o persa per infiltrazione nel suolo (Deshmukh et al., 2013). Il calcolo del deflusso diretto con il metodo *Curve Number* si basa sulla seguente equazione (eq. 4.4.14) (USDA, 1986):

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} (eq. 4.4.14)$$

dove, Q (mm mese-1) è il deflusso diretto, P (mm mese-1) è la precipitazione cumulata a partire dal tempo in cui inizia il deflusso diretto, S (mm mese-) è la capacità massima di ritenzione idrica del suolo e I_a (mm mese-1) è l'altezza di precipitazione che può essere trascurata all'inizio del fenomeno di precipitazione prima che l'acqua superficiale inizi a drenare ed è assunta pari a 0.2S. Il valore del coefficiente *Curve Number* (CN) è ottenuto da S, il rapporto tra CN e S è mostrato dall'equazione (eq. 4.4.15):

$$CN = \frac{25,400}{(S+254)} (eq. 4.4.15)$$

CN è un coefficiente di deflusso superficiale espresso in %, che ha valori con limiti che vanno da 0 (totalmente permeabile) a 100 (condizione di flusso superficiale pari alla precipitazione totale). Esso rappresenta gli effetti della combinazione del gruppo idrologico del suolo (HSG) e dell'uso del suolo sulla superficie del flusso. Gli HSG (A, B, C e D) (NRCS, 2004) vanno da un tipo di suolo più permeabile (A) a un suolo con il più alto potenziale di ruscellamento (D), quindi sono legati alla tessitura del suolo (Fig. 4.4.2d) e anche. al complesso idrogeologico (Tab. 4.4.1).

Soil type	Hydrogeological complex	Hydrologic soil group (HSG)
Fine sandy loam	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12	А
Very fine sandy loam	1, 2, 3, 4, 5, 9, 10	А
Silty loam	2, 10	В
Loam	1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11	В
Silt	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 12	С

Tabella 4.4.1 – Associazione tra tipo di suolo (Fig. 4.4.2d), HSG e complesso idrogeologico (Fig. 4.4.1b) per l'acquifero carsico dei Monti di Avella.

Questi valori CN sono stati tabulati dall'USDA (Anderson, 1976) (USDA, 1986) combinando l'uso del suolo SCS (*Soil Conservation Service*), derivato dalla classificazione di Anderson (1976) e HSG, quindi gli usi del suolo CLC sono stati correlati con l'uso del suolo SCS dell'USDA, per ricavare valore specifico del *Curve Number*. Infine, è possibile ottenere il *Recharge Coefficient Curve Number* utilizzando l'equazione (eq. 4.4.16):

$$RC_{CN} = \frac{(1-CN)}{100} (eq. 4.4.16)$$

L'associazione tra *Curve Number, Corine Land Cover* e SCS è stata effettuata utilizzando da un'analisi ragionata dei lavori presenti in letteratura (Smith et al., 2015; Del Giudice et al., 2014), e un'analisi approfondita dell'area di studio via satellite. Infine, è stata composta la tabella 4.4.2 che mette in relazione *Corine Land Use*, HSG, *Curve Number* e RC_{CN}.

Corine legend	Corine code class	Corine land use (label 3)	SCS land use	CN (%) According to HSG				RC _{CN} (%) According to HSG			
- 8		(,		Α	В	С	D	Α	В	С	D
1	111	Continuous urban fabric	Commercial and business	89	92	94	97	11	8	6	3
2	112	Discontinuous urban fabric	1/8 Acres or less	82	90	95	97	18	10	5	3
3	121	Industrial or commercial units	Industrial	89	92	94	97	11	8	6	3
4	122	Road and rail networks and associated land	Paved; curbs and storm sewers	89	92	94	97	11	8	6	3
5	131	Mineral extraction sites	Open space (poor condition)	82	90	95	97	18	10	5	3
6	141	Green urban areas	Open space (good condition)	70	80	87	92	30	20	13	8
7	222	Fruit trees and berry plantations	Woods-grass combination	67	78	85	89	33	22	15	11
8	223	Olive groves	Woods-grass combination	67	78	85	89	33	22	15	11
9	231	Pastures	Meadow- continuous grass	49	69	79	84	51	31	21	16
10	241	Annual crops associated with permanent crops	Woods-grass combination (poor)	67	78	85	89	33	22	15	11
11	242	Complex cultivation patterns	Close-seeded or broadcast legumes	67	78	85	89	33	22	15	11
12	243	Land principally occupied by agriculture, with significant areas of natural vegetation	Woods-grass combination (poor)	67	78	85	89	33	22	15	11
13	311	Broad-leaved forest	Woods	36	60	73	79	64	40	27	21
14	312	Coniferous forest	Woods	36	60	73	79	64	40	27	21
15	313	Mixed forest	Brush-brush- weed-grass mixture	33	58	72	78	67	42	28	22
16	321	Natural grasslands	Meadow- continuous grass	39	51	63	70	61	49	37	30
17	323	Sclerophyllous vegetation	Sagebrush with grass understory	39	61	74	80	61	39	26	20
18	324	Transitional woodland-shrub	Desert shrub	39	61	74	80	61	39	26	20
19	333	Sparsely vegetated areas	Desert shrub	39	61	74	80	61	39	26	20
20	334	Burnt areas	Desert shrub	39	61	74	80	61	39	26	20

Tabella 4.4.2 – Tabella CN e RCCN derivata dall'associazione tra uso del suolo *Corine Land Cover* (Fig. 4.4.2e), uso del suolo SCS e HSG per l'acquifero dei Monti di Avella.

Il GRC è il *Groundwater Recharge Coefficient* (Allocca et al., 2014). Esso tiene in considerazione l'impostazione morfologica peculiare del Monti di Avella, le aree di *plateau* sommitali (angolo di

pendenza $\leq 5^{\circ}$) e i bacini idrografici endoreici, in cui il valore di infiltrazione raggiunge il valore massimo (GRC = 100%). Il coefficiente di infiltrazione efficace per le aree di versante (GRCs), in condizioni non endoreiche e con angolo di pendenza maggiore di 5°, si può calcolare con la seguente equazione (eq. 4.4.17):

$$GRC_{S} = \left[\frac{(GRC \times A_{T}) - (1 \times A_{E})}{(A_{T} - A_{E})}\right] \times 100 \text{ (eq. 4.4.17)}$$

dove, A_T (km²) è l'area totale dell'acquifero carsico, e A_E (km²) è l'estensione totale delle aree di *plateau* sommitale e dei bacini idrografici endoreici. Da cui, per l'acquifero carsico dei Monti di Avella, risulta un valore del coefficiente di infiltrazione di 0,57 (GRC_S) per le aree non endoreiche, e di 1 (GRC) per aree endoreiche. Questa stima è stata considerata utile per una comprensione globale del ruolo idrologico degli acquiferi carsici, e quindi anche per prendere in considerazione una valutazione generale del ruscellamento lungo i pendii carsici (Horvat & Rubinic, 2006) stimando il coefficiente di deflusso (RC), che è la parte complementare del GRC (eq. 4.4.18):

 $RC = 100 - GRC_{S}(eq. 4.4.18)$

Per considerare l'influenza dell'angolo di inclinazione, della litologia, dello spessore del suolo, dell'uso del suolo e del tipo di suolo, è stato sviluppato il coefficiente LSSL (Litologia, pendenza, suolo, uso del suolo). Le equazioni di questo coefficiente sono (eq. 4.4.19 ed eq. 4.4.20).

- se lo spessore del suolo è > 1 m LSSL = $Lc \times Sc \times RC_{CN}$ (eq. 4.4.19)
- se lo spessore del suolo è \leq 1 m LSSL = Lc × Sc (eq. 4.4.20)

dove L_c (%) è il coefficiente litologico per i calcari, equivalente a 0,85 (Civita, De Riso & Nicotera, 1970; Celico, 1988), S_c (%) è il coefficiente dell'angolo di inclinazione uguale a *cosa* dove α (°) è l'angolo di inclinazione e RC_{CN} (%) è il *Recharge Coefficient Curve Number*.

3.5. Stima della ricarica delle acque sotterranee

Lo scopo finale di questo studio era di stimare la ricarica delle acque sotterranee (GR) per l'acquifero carsico dei Monti di Avella, attraverso la combinazione di diverse metodologie innovative e tradizionali per la stima dell'evapotraspirazione reale e dell'infiltrazione efficace. È stato, quindi, effettuata la stima del bilancio idrologico alla scala spaziale di acquifero e alla scala temporale medio mensile su un periodo di riferimento di 19 anni (2000 - 2019), partendo dall'equazione del bilancio idrologico (eq. 3.4.16).

Poiché la variazione interannuale delle riserve di acque sotterranee è approssimativamente trascurabile nel lungo periodo, questo parametro può essere trascurato. Inoltre, non vi sono trasferimenti sotterranei in falda data l'assetto strutturale e stratigrafico, e sono noti tutti i deflussi verso la Piana Campana, per cui si possono trascurare anche i parametri di *inflow* ed *outflow*. Ciò consente una semplificazione dell'equazione 3.4.16 nella 3.4.17.

Considerando che i modelli distribuiti AET medio mensile sono stati ottenuti con due procedure distinte, bilancio idrico del suolo e dati satellitari MODIS, sono stati ottenuti due distinti modelli distribuiti di eccedenza idrica W_S media mensile dall'equazione del bilancio idrologico, utilizzando le equazioni (eq. 4.4.21 e 4.4.22):

$$WS = P - AET_{Thornthwaite-Mather} (eq. 4.4.21)$$
$$WS = P - AET_{MODIS} (eq. 4.4.22)$$

è quindi necessario comprendere la percentuale di eccedenza idrica che contribuisce all'infiltrazione efficace e la percentuale che contribuisce al deflusso superficiale (R). Ciò è possibile combinando i valori di WS con i coefficienti di ricarica, precedentemente calcolati come GRC, RC_{CN} e LSSL (eq. 4.4.23):

$$GR = WS \times I_c$$
 (eq. 4.4.23)

Dalle precedenti considerazioni risulta quindi che esistono sei possibili combinazioni per la stima della ricarica della falda dai parametri calcolati, date dalle equazioni (eq. 4.4.24, 4.4.25, 4.4.26, 4.4.27, 4.4.28 e 4.4.29) e da cui sono stati derivati tutti i modelli distribuiti di ricarica delle acque sotterranee per i l'acquifero carsico dei Monti di Avella.

$$\begin{array}{l} {\rm GR} = \ ({\rm P-AET}_{\rm Thornthwaite-Mather}) \ \times {\rm RC}_{\rm CN} \ ({\rm eq.} \ 4.4.24) \\ {\rm GR} = \ ({\rm P-AET}_{\rm Thornthwaite-Mather}) \ \times {\rm GRC} \ ({\rm eq.} \ 4.4.25) \\ {\rm GR} = \ ({\rm P-AET}_{\rm Thornthwaite-Mather}) \ \times {\rm LSSL} \ ({\rm eq.} \ 4.4.26) \\ {\rm GR} = \ ({\rm P-AET}_{\rm MODIS}) \ \times {\rm RC}_{\rm CN} \ ({\rm eq.} \ 4.4.27) \\ {\rm GR} = \ ({\rm P-AET}_{\rm MODIS}) \ \times {\rm GRC} \ ({\rm eq.} \ 4.4.28) \\ {\rm GR} = \ ({\rm P-AET}_{\rm MODIS}) \ \times {\rm LSSL} \ ({\rm eq.} \ 4.4.29) \\ \end{array}$$

4. Risultati

Nei prossimi paragrafi sono riportati i principali risultati derivanti da questo studio e necessari per l'applicazione delle diverse metodologie unitamente ai modelli distribuiti di ricarica delle acque sotterranee DELL'AREA di studio.

4.1. Modelli distribuiti di precipitazioni e temperatura dell'aria

I modelli distribuiti di P e T medio mensili sono stati realizzati utilizzando correlazioni matematiche precipitazioni-altitudine e temperatura dell'aria-altitudine, effettuate utilizzando modelli di regressione lineare (Fig. 4.4.3 e 4.4.4).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.3 - Modelli di regressione lineare delle precipitazioni medio mensili (P) con l'altitudine (H).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.4 – Modelli di regressione lineare della temperatura dell'aria medio mensili (P) con l'altitudine (H). Problemi nella ricostruzione dei modelli distribuiti potrebbero derivare dalle correlazioni precipitazioni-altitudine e temperatura-altitudine per il funzionamento non continuo delle stazioni dal 2000 al 2019 e la distribuzione irregolare sul territorio rispetto le fasce altitudinali, ma le

correlazioni matematiche sono risultate essere statisticamente accettabili rispetto all'anno idrologico e il periodo di ricarica (novembre-marzo) dell'acquifero campione.

I modelli (Fig. 4.4.5 e 4.4.6) mostrano una correlazione diretta tra precipitazioni e altitudine, con valori di precipitazioni medio mensili che vanno da 0 a 450 mm. I mesi più piovosi sono gennaio, marzo e dicembre; i mesi più secchi sono giugno, luglio e agosto. Una correlazione inversa è stata trovata tra temperatura dell'aria e altitudine, con temperature medio mensili che vanno da -2°C a +26°C. I mesi più caldi sono luglio e agosto, i più freddi dicembre e gennaio.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.5 - Modelli distribuiti di precipitazione medio mensile (mm).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.6 - Modelli distribuiti di temperatura dell'aria media mensile (°C).

4.2. Modelli distribuiti di evapotraspirazione medio mensile

Dall'elaborazione delle serie di dati termo-pluviometrici con il metodo Thornthwaite-Mather e dei dati satellitari MODIS AET sono stati elaborati i modelli distribuiti di evapotraspirazione reale medio mensile. Considerando i risultati di evapotraspirazione reale con il metodo Thornthwaite-Mather, sono stati elaborati modelli di regressione lineare medio - mensile (Fig. 4.4.7) tra evapotraspirazione reale e altitudine.



Figura 4.4.7 - Modelli di regressione lineare di AET Thornthwaite-Mather medio - mensile con l'altitudine (H).

I modelli hanno prodotto per la maggior parte dei mesi una correlazione matematica robusta con un valore di R² maggiore di 0,8 e, per alcuni mesi, come luglio, agosto e settembre un R² inferiore a 0,8 e ciò può essere dovuto all'influenza che il parametro dell'uso del suolo ha su AET.

Considerando invece i dati MODIS, sono stati ottenuti i modelli distribuiti di MODIS AET medio mensili, senza la necessità di derivarli da regressioni lineari, in quanto i valori dei satelliti AET erano già disponibili per ogni *pixel* dell'area di studio. I modelli di AET medio mensile derivanti da dati termo-pluviometrici e dall'applicazione del metodo di Thornthwaite-Mather risultano essere abbastanza simili ai dati satellitari MODIS AET. Da entrambe le elaborazioni i mesi con i valori di evapotraspirazione reale più elevati risultano essere i mesi più caldi, ovvero giugno, luglio, agosto e settembre, mentre i mesi con i valori di evapotraspirazione reale più elevati risultano essere i mesi più caldi, ovvero giugno, luglio, agosto e settembre, mentre i mesi con i valori di evapotraspirazione reale più bassi risultano essere i mesi più freddi, ovvero dicembre, gennaio e febbraio. Inoltre, i valori variano da un massimo di circa 160 mm, ad un minimo prossimo allo zero. Il mese di ottobre è l'unico a mostrare una differenza più marcata tra i due modelli, con valori medi di 10-20 mm di MODIS AET, e 60-70 mm di AET _{Thornthwaite-Mather}. I modelli distribuiti MODIS AET mostrano una minore omogeneità nei valori rispetto ai modelli distribuiti AET _{Thornthwaite-Mather} (Fig. 4.4.8 e 4.4.9).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella



Figura 4.4.8 – Modelli distribuiti AET Thornthwaite - Mather medio mensile (mm).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella



Figura 4.4.9 – Modelli distribuiti MODIS AET medio mensile (mm).

4.3. Modelli distribuiti del surplus idrico medio mensile

Sono stati elaborati modelli distribuiti di *surplus* idrico medio mensile. Esistono due differenti tipologie di modelli di WS, uno derivato dal MODIS AET e l'altro derivato dal AET Thornthwaite-Mather. Nei mesi più caldi (giugno, luglio, agosto e settembre) l'AET è maggiore di P, in questi casi risultano modelli distribuiti di *deficit* idrico. I modelli distribuiti del *surplus* idrico medio mensile derivanti dai dati termo-pluviometrici Thornthwaite-Mather e dai dati satellitari MODIS risultano essere abbastanza simili nel risultato. In entrambi i casi, i mesi più caldi hanno *deficit* idrico, invece i mesi più freddi hanno i valori più alti di *surplus* idrico. Inoltre, i valori di eccedenza idrica variano da un massimo di circa 450 mm, ad un minimo prossimo allo zero, con valori massimi registrati nei mesi più caldi (Fig. 4.4.10 e 4.4.11).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.10 – Modelli distribuiti surplus e deficit idrico medio mensile Thornthwaite-Mather (mm).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.11 - Modelli distribuiti surplus e deficit idrico medio mensile MODIS (mm).

4.4. Modelli distribuiti di ricarica medio mensile delle acque sotterranee

Infine, sono stati elaborati modelli distribuiti di ricarica medio mensile dalla combinazione dei due metodi per il calcolo dell'evapotraspirazione reale e i tre metodi per il calcolo del ruscellamento superficiale delle acque (Fig. 4.4.12, 4.4.13, 4.4.14, 4.4.15, 4.4.16 e 4.4.17), ottenendo 6 valori di GR per ogni mese. I risultati ottenuti sono paragonabili. Per tutti i modelli distribuiti, i volumi di ricarica delle acque sotterranee variano da un minimo di 0 m³ nei mesi più caldi e secchi (giugno, luglio, agosto e settembre) ad un massimo di 150-180 m³ registrato nei mesi più freddi e piovosi (dicembre, gennaio, febbraio e marzo). I valori più elevati di ricarica delle acque sotterranee si individuano alle quote più elevate dell'area di studio ed in corrispondenza di aree endoreiche o a minor spessore del suolo; al contrario, i valori più bassi si individuano zone di pianura, a maggior ragione se queste sono urbanizzate.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.12 - Modelli distribuiti di ricarica media mensile (mm) delle acque sotterranee utilizzando $GR = (P-AET_{Thornthwaite-Mather}) \times RC_{CN}$.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.13 - Modelli distribuiti media mensile di ricarica (mm) delle acque sotterranee utilizzando $GR = (P-AET_{Thornthwaite-Mather}) \times GRC.$

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.14 - Modelli distribuiti media mensile (mm) di ricarica delle acque sotterranee utilizzando $GR = (P-AET_{Thornthwaite-Mather}) \times LSSL$.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.15 - Modelli distribuiti media mensile di ricarica (mm) delle acque sotterranee utilizzando GR = (P-AET_{MODIS}) × RC_{CN}.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.16 - Modelli distribuiti media mensile di ricarica (mm) delle acque sotterranee utilizzando $GR = (P - AET_{MODIS}) \times GRC$.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.16 - Modelli distribuiti media mensile di ricarica (mm) delle acque sotterranee utilizzando $GR = (P-AET_{MODIS}) \times LSSL$.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.4.18 – (a) Valori di ricarica medio mensile delle acque sotterranee dell'acquifero carsico dei Monti di Avella con le sei metodologie: (1) MODIS - GRC; (2) T-M - GRC; (3) MODIS - RCCN; (4) T-M - RCCN; (5) T-M - LSSL; (6) MODIS - LSSL e dei parametri climatici associati: (7) AET_{T-M}; (8) ETP_{T-M}; (9) MODIS AET; (10) P. (b) *boxplot* valore medio mensile dell'evapotraspirazione reale medio mensile.

I valori medi mensili di ricarica delle acque sotterranee per l'intera area di studio riflettono informazioni desumibili da modelli distribuiti, e sono molto simili per le sei metodologie, come mostrato negli istogrammi di correlazione (Fig. 4.4.18a). Inoltre, i valori degli istogrammi sono perfettamente correlati alle variazioni di AETe P. Inoltre, la bontà dei calcoli è mostrata nel *boxplot* realizzato confrontando i valori medi mensili di ricarica delle acque sotterranee tra le sei

metodologie (figura 4.4.18b). Infine, i valori annui complessivi di ricarica delle acque sotterranee per l'intera area di studio vanno da 218 Mm³ a 261 Mm³, con una differenza massima prossima al 5% tra i diversi metodi, a dimostrazione della bontà delle elaborazioni effettuate e degli approcci utilizzati.

5. Conclusioni

Lo studio ha riguardato la stima della ricarica delle acque sotterranee, a scala mensile, dell'acquifero carsico dei Monti di Avella, mediante un multi-approccio e l'integrazione di dati satellitari e misurati terra. In particolare, sono stati implementati approcci innovativi per la stima dell'evapotraspirazione reale (dati satellitari MODIS) e della ricarica mensile (mediante l'uso di coefficienti di infiltrazione AGRC e del Curve Number method), integrando le metodologie più tradizionali disponibili in letteratura (Thornthwaite & Mather, 1951) per la stima dell'evapotraspirazione e della ricarica. I risultati hanno consentito di collegare e confrontare tra loro dati e informazioni numeriche e cartografiche idrogeologiche, fisiche, territoriali e geologiche inerenti all'unità idrogeologica dei Monti di Avella, portando alla creazione di nuovi layers informativi e alla valutazione di nuovi parametri di estrema importanza nella stima dei processi di ricarica delle acque sotterranee. Inoltre, si evidenzia che i depositi di copertura piroclastica presenti al di sopra del substrato carbonatico hanno una notevole incidenza sui processi di ricarica delle acque sotterranee dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella, visto che, in alcuni mesi dell'anno (tra giugno e settembre), c'è assenza di ricarica. Ciò è legato al fatto che la coltre piroclastica è caratterizzata da *deficit* idrico, ovvero assenza di *surplus* idrico, per cui le piogge ricadenti in tale periodo non generano ricarica per l'acquifero carbonatico. Viceversa, la ricarica dovuta all'infiltrazione delle acque di pioggia avviene nei mesi in cui c'è eccedenza idrica, ossia nel periodo gennaio-maggio e ottobre - dicembre. Le stime effettuate, a scala di bacino, con i diversi metodi applicati, mostrano valori di ricarica annua delle acque sotterranee variabili tra 8,28 m³ s⁻¹ e 6,92 m³ s⁻¹, con un valore medio pari a 7,58 m³ s⁻¹. Il confronto con i valori delle uscite (prelievi e portate sorgive) delle acque sotterranee (pari mediamente a 8,6 m³ s⁻¹) disponibili in letteratura, evidenziano la bontà delle stime effettuate e la necessità di approfondire il potenziale scenario di disequilibrio di bilancio idrico (tra disponibilità e prelievi) che si potrebbe prefigurare per l'acquifero studiato.

4.5. Variabilità della ricarica delle acque sotterranee e scenari di crisi pluviometrica per l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella

1. Introduzione

Il territorio italiano rientra tra le aree del globo maggiormente soggette a siccità. Tra i fenomeni siccitosi più severi, verificatisi dallo scorso secolo ad oggi, si possono menzionare quelli del 1921, del 1938, degli anni 1988-1990, e facendo un focus sull'ultimo ventennio quelli del 2001-2002, del 2007, del 2012, quello più importante del 2017 e l'ultimo del 2020. I fenomeni siccitosi verificatisi nel sud dell'Europa tra 1951 ed il 2015 hanno mostrato, in particolare nel periodo estivo, un aumento della frequenza e della severità di tali eventi, in particolare nell'area Mediterranea. Nei Paesi mediterranei, il rischio di siccità potrebbe aumentare nel prossimo futuro a causa dei cambiamenti climatici che provocheranno una riduzione delle precipitazioni ed un incremento delle temperature. Anche altri cambiamenti a scala globale, come ad esempio, la crescita demografica, il trasferimento delle popolazioni verso le zone meno aride del globo, l'urbanizzazione, lo sviluppo turistico e l'inquinamento delle acque e del suolo, potranno portare, per molte aree, ad un aumento della vulnerabilità alla siccità e di conseguenza a scarsità idrica permanente. Quindi, questo fenomeno climatico può costituire un disastro naturale in grado di produrre notevoli danni nei diversi settori socioeconomici maggiormente sensibili alla riduzione delle risorse idriche ed impatti significativi sull'ambiente. Il verificarsi, sempre più spesso, di calamità naturali, incluse quelle relative ad eventi siccitosi, fa nascere l'esigenza di agevolare la realizzazione di interventi strutturali e non e la progettazione di appositi piani gestionali orientati alla mitigazione dei danni legati a questo tipo di emergenze. Tuttavia, la siccità, a differenza di altre calamità naturali (frane, alluvioni, terremoti, ecc.), non si manifesta in modo istantaneo, ma prima che si verifichi, richiede un certo periodo di tempo (settimane e/o mesi). Nella pratica, disponendo di un sistema di monitoraggio veloce e affidabile delle precipitazioni, questa particolarità favorisce la possibilità di prepararsi anticipatamente per affrontare le fasi più severe delle crisi idriche. Nel linguaggio comune esistono molte espressioni che fanno riferimento ai fenomeni in cui si manifesta uno squilibrio negativo tra la disponibilità idrica per un determinato uso e la richiesta per lo stesso uso; si parla indistintamente di siccità, scarsità idrica, deficienza idrica, crisi idrica, emergenza idrica, desertificazione, ecc. Nel linguaggio tecnico-scientifico questi termini non sono sinonimi ma si riferiscono a fenomeni diversi. Le definizioni esistenti fanno riferimento ai documenti elaborati relativamente alla Commissione Europea sulla gestione degli eventi di siccità e scarsità idrica e, in particolar modo, a quelli realizzati a supporto dell'implementazione della Direttiva Quadro Acque 2000/60/CE (DQA). Tuttavia, già con la Comunicazione della Commissione al Parlamento Europeo e al Consiglio "Affrontare il problema della carenza idrica e della siccità nell'Unione europea" del 2007 (COM (2007) 414 definitivo) era stato raggiunto l'obiettivo di definire a livello europeo una politica comune su queste tematiche, utilizzando linguaggio parte uno stesso da dei decisori politici (https://ec.europa.eu/environment/water/quantity/scarcity_en.htm). Inoltre, nell'ambito della programmazione 2007- 2009 della WFD Common Implementation Strategy (CIS) era stato istituito un Expert Network on Water Scarcity and Droughts composto da esperti degli Stati Membri con il mandato di valutare l'estensione, la rilevanza e gli impatti di tali eventi a scala europea, di identificare eventuali gap normativi e di azione, anche in termini di misure da adottare nelle fasi di preparazione e mitigazione, nonché di individuare una lista delle questioni aperte legate al processo di implementazione della DQA, come quelle legate alla questione delle deroghe o alla definizione di un piano di gestione della siccità come previsto dalla Commissione Europea nel 2007 (https://ec.europa.eu/environment/water/quantity/pdf/dmp_report.pdf). In seguito, durante la programmazione della CIS (2010-2012) la Commissione Europea ha deciso di convertire tale network in Expert Group on Water Scarcity and Droughts (EGWSD) assegnandogli il mandato di identificare indicatori comuni per la caratterizzazione di tali fenomeni (https://ec.europa.eu/environment/water/blueprint/pdf/Final%20Report_Water%20Reuse_Apr

il%202013.pdf). Dunque, in questo studio si farà riferimento principalmente ai documenti redatti dalla Commissione Europea in cui vengono fornite le relative working definitions (Schmidt, Benítez & Benítez, 2012). Dove non presenti, sono di seguito riportate delle definizioni da letteratura quanto più in linea con quelle dei documenti europei. Si parla di siccità (drought) riferendosi a quella condizione meteorologica naturale e temporanea in cui si manifesta, per un tempo sufficientemente lungo e su una area sufficientemente vasta, una sensibile riduzione della quantità di precipitazioni rispetto ai valori attesi (valori climatologici) tale da determinare, in relazione alla sua durata ed entità, significativi effetti negativi sull'ambiente e sulle attività economiche (Rossi, Castiglione & Bonaccorso, 2007; Schmidt, Benítez & Benítez, 2012). Si intende un fenomeno naturale legato alla variabilità delle condizioni climatiche, in particolare delle precipitazioni, e può essere considerato una calamità naturale. Il severo impatto della siccità sulla società dipende dalla vulnerabilità dei sistemi di approvvigionamento idrico e dei settori economici e sociali che vengono coinvolti, ma anche dalla preparazione a implementare ed attuare adeguate misure di mitigazione (Mishra & Singh, 2010). La siccità presenta caratteristiche differenti nelle diverse componenti del ciclo idrologico in quanto producono impatti diversi sui sistemi idrici e sui sistemi socioeconomici. Ne consegue che si possono distinguere quattro principali categorie di siccità (Wilhite & Glantz, 1985; Wilhite, 2000; WMO, 2006; Mishra & Singh, 2010):

- siccità meteorologica (meteorological drought);
- siccità agricola (agricultural drought);
- siccità idrologica e idrogeologica (hydrological drought);
- siccità socioeconomica e ambientale (socio-economic and environmental drought).

La siccità meteorologica si manifesta come diminuzione degli afflussi meteorici, con riduzione della copertura nuvolosa e conseguente maggiore insolazione, che fanno registrare temperature più elevate rispetto alla media. Il perdurare della siccità meteorologica determina la siccità agricola che causa la riduzione del contenuto d'acqua nel suolo e la riduzione di biomassa; un ulteriore prolungamento del deficit di precipitazioni produce la siccità idrologica che si manifesta come riduzione delle portate nei corsi d'acqua, dei livelli nei laghi, naturali e artificiali, dell'immagazzinamento delle risorse idriche sotterranee negli acquiferi. Infine, siccità agricola e idrologica causano la siccità socioeconomica e ambientale, intesa come l'insieme degli impatti che si manifestano come uno squilibrio tra la disponibilità della risorsa e la richiesta idrica per le attività economiche (agricoltura, industria, turismo, ecc.), per gli aspetti sociali (alimentazione, igiene, ecc.) e per la conservazione degli ecosistemi acquatici e terrestri. La siccità idrologica spesso non è in fase con la siccità meteorologica e con quella agricola, ma si manifesta generalmente con un ritardo in relazione alle caratteristiche idrogeologiche della porzione di territorio considerata. È difficile definire in maniera univoca il fenomeno della siccità in quanto non è facile riconoscerlo e individuarne i suoi limiti temporali e spaziali perché i suoi effetti si esplicano in maniera graduale, sia nel tempo che nello spazio, e non immediatamente emergenziale o catastrofica. Tale difficoltà si traduce anche in una difficoltà nell'identificazione e valutazione dei danni. Ad esempio, l'American Meteorological Society (2019; Glickman & Zenk, 2000), definisce col termine "siccità" un periodo di inusuale tempo secco e sufficientemente lungo da determinare un grave squilibrio idrologico. Tuttavia, le diverse definizioni si trovano in accordo sul fatto che il fenomeno della siccità sia un fenomeno temporaneo. La definizione di Schmidt, Benítez & Benítez, (2012) evidenzia l'aspetto naturale del fenomeno, contrapposto alla situazione di scarsità idrica che viene, invece, attribuita a cause di origine antropica. Per scarsità idrica (water scarcity) si intende quella condizione, determinata da fattori antropici, derivante da una domanda di risorsa eccedente la naturale disponibilità di risorsa idrica rinnovabile. Tale condizione può essere peggiorata da ulteriori fattori antropici e da periodi di riduzione di precipitazioni o di siccità e/o da periodi di temperature elevate. Tuttavia, anche questa definizione non è univocamente accettata in quanto essa può invece essere determinata da un complesso intreccio di concause naturali e antropiche (Pereira, Cordery & Iacovides, 2002). La scarsità idrica può essere definita anche come la condizione, definita nello spazio
e nel tempo, caratterizzata da un'insufficienza della disponibilità di risorse idriche rispetto alla richiesta. Tale condizione può essere causata dalla combinazione di diversi fattori naturali e antropici ma in linea generale è determinata dagli effetti sovrapposti, di una diminuzione temporanea delle risorse idriche e/o di un aumento dei fabbisogni. Nello specifico, tra questi fattori, si riportano come esempi:

- la diminuzione della disponibilità di risorsa idrica determinata e/o aggravata da una diminuzione delle precipitazioni su un periodo di tempo variabile, a partire da qualche mese fino a più anni;
- la diminuzione della disponibilità di risorsa idrica determinata da una degradazione della qualità della risorsa stessa che ne impedisce l'utilizzo per un determinato uso;
- l'aumento del fabbisogno idrico determinato da un aumento anomalo delle temperature;
- la diminuzione della disponibilità determinata da problemi di carattere infrastrutturale (ad es., rotture di adduttori, perdite nella rete di distribuzione);
- l'aumento del fabbisogno idrico determinato da un aumento significativo della popolazione, permanente o temporaneo;
- la variazione della disponibilità di risorsa dovuta a variazioni significative degli assetti idrostrutturali degli acquiferi in seguito a eventi sismici.

Il termine *water scarcity* è anche tradotto anche come carenza idrica, che talvolta viene utilizzato come sinonimo di scarsità idrica insieme al termine deficienza idrica. Tuttavia, in altri ambiti esiste una distinzione tra questi termini, carenza e deficienza idrica sono utilizzati per indicare il solo effetto della siccità sui sistemi di approvvigionamento idrico, al contrario la scarsità idrica viene riservato solo nel caso insufficienza permanente delle risorse disponibili rispetto alla richiesta idrica e, quindi, non strettamente legato alla siccità. Si distingue poi è il termine di aridità (aridity) che costituisce una condizione climatica naturale permanente dove la scarsa quantità di precipitazioni annue associata a elevate temperature non fornisce al terreno il grado necessario di umidità da permettere lo sviluppo della vita. Essa può essere calcolata tramite l'indice di aridità (Aridity Index - AI) definito nell'ambito dell'United Nations Environment Programme (UNEP) della Food and Agriculture Organization (FAO), utilizzato come indice ufficiale nell'ambito della convenzione delle Nazioni Unite per la lotta alla desertificazione (United Nations Convention to Combat Desertification (UNCCD). Esso riassume qualitativamente le caratteristiche climatiche del territorio ed è espresso dal rapporto tra la precipitazione annua media e l'evapotraspirazione potenziale annua media. In Italia, per il periodo 1961-2016, l'indice di aridità (AI), calcolato sulla base delle elaborazioni del modello di Bilancio Idrologico GIS BAsed a scala Nazionale su Griglia regolare (BIGBANG, versione 2.0) (Braca et al., 2019) e sviluppato dall'Istituto Superiore per la Ricerca e la Protezione Ambientale (ISPRA), evidenzia nel meridione l'esistenza di aree caratterizzate da un clima sub umido-secco (0.5<AI<0.65) e altre piccole aree classificabili come semiaride (0.2<AI<0.5). Con il termine desertificazione, invece, si intende un processo irreversibile di lungo termine di riduzione o distruzione del potenziale biologico del suolo in regioni sub-umide/secche, semi-aride e aride, provocato da numerosi fattori, incluse le variazioni climatiche e le attività umane (definizione dell'UNCCD). Infine, si parla, di crisi idrica quando la scarsità idrica, causata e/o accentuata da fenomeni di siccità, raggiunge nei vari settori d'uso livelli di severità tali da determinare sensibili effetti economici e sociali che gli enti preposti mettono in atto procedure di gestione atte a mitigare gli impatti, in particolar modo per il settore d'uso civile, arrivando a situazioni di emergenza per deficit idrico dove si rendano necessari interventi esterni di carattere operativo e normativo, decretati da provvedimenti delle autorità preposte. Nell'ultimo ventennio, il territorio nazionale è stato interessato, sempre di più, da crisi idriche che hanno riguardato i principali comparti d'uso dell'acqua (irriguo, idropotabile, idroelettrico, industriale, ecc.). L'Italia è caratterizzata da afflussi meteorici molto significativi, differenziati su base territoriale (Mariani et al., 2018), e da una generalizzata ricchezza delle fonti di approvvigionamento idrico, che ha agevolato i processi di industrializzazione avvenuti all'inizio del secolo scorso, in particolare in Italia settantrionale.

Ultimamente, si tende ad addebitare l'insorgenza delle crisi idriche ai sempre più evidenti cambiamenti climatici in atto e, in particolare, alla generalizzata riduzione a livello globale degli afflussi pluviometrici su archi temporali annuali o pluriannuali e al netto aumento delle temperature, così come ampiamente documentato dai numerosi rapporti dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Il riscaldamento globale in atto sta determinando una sensibile alterazione del regime di circolazione idrica delle acque superficiali e sotterranee, conseguente alla riduzione nel tempo degli afflussi meteorici e all'aumento delle temperature, causando in modo sempre più frequente, con numerose fluttuazioni temporali, la contrazione della superficie delle coltri nivali e dei ghiacciai, la riduzione delle risorse idriche superficiali accumulate nei laghi naturali ed artificiali, la diminuzione delle portate dei fiumi e dei torrenti, l'abbassamento delle superfici piezometriche, la riduzione delle portate emunte dai pozzi e dalle sorgenti. In Italia, valutazioni preliminari dell'impatto dei cambiamenti climatici sulla disponibilità della risorsa idrica rinnovabile mostrano, dal breve al lungo periodo, una riduzione della stessa (Braca et al., 2019). In particolare, è stata evidenziata una possibile riduzione dell'ordine del 10% della disponibilità idrica nella proiezione a breve termine (2020-2039) e dell'ordine del 40% nella proiezione a lungo termine (2080-2099). Inoltre, l'aumento delle temperature sta determinando sia l'incremento dell'evaporazione sia la crescita dei consumi idrici nel settore irriguo e idropotabile e il contestuale aumento della richiesta d'acqua per le centrali idroelettriche. Nella pratica, le cause che determinano le crisi idriche o situazioni di difficoltà nell'approvvigionamento idrico, in Italia, sono molto più complesse, e non possono essere attribuite esclusivamente al climate change, la cui importanza, però, non deve essere sottovalutata. Infatti, occorre considerare che gli impatti dei cambiamenti climatici si sono sovrimposti a un quadro generale della situazione idrica già caratterizzato da tempo da numerosi, rilevanti e diffusi fattori di debolezza, per lo più di tipo antropico:

- distribuzione non omogenea della risorsa, dovuta a ragioni di natura geologica, idrogeologica e idrografica rendendo necessaria la costruzione di infrastrutture idriche di notevole importanza per il trasferimento della risorsa (ad esempio, l'Acquedotto Pugliese convoglia ingenti portate idriche dalla Campania alla Puglia, che riceve cospicui volumi idrici anche dalla Basilicata; l'Acquedotto del Peschiera consente il rifornimento idrico di Roma e di molti comuni limitrofi grazie al prelievo di risorse idriche da alcune sorgenti nel territorio della provincia di Rieti);
- arretratezza delle infrastrutture, che riguardano le differenti fasi del servizio idrico integrato, dalla captazione dall'adduzione, dalla distribuzione alla fognatura e depurazione a cui si aggiunge la carenza di interconnessioni;
- perdite elevate lungo le reti di distribuzione, si registrano, infatti, rilevanti perdite idriche che in alcune aree raggiungono valori anche superiori al 40% riducendo in misura consistente la risorse idrica utilizzabile e in altri casi determinando condizioni di emergenza idrica in concomitanza a condizioni di siccità;
- elevata frammentazione gestionale;
- inquinamento, che limita fortemente l'utilizzo di molti corpi idrici per i differenti comparti d'uso, in particolare per il settore idropotabile;
- elevati sprechi.

Ne deriva che, le crisi idriche e, più in generale, le situazioni di difficoltà nell'approvvigionamento idrico che si verificano sul territorio nazionale sono attribuibili sia cause naturali che antropiche. Statisticamente, la siccità meteorologica può essere caratterizzata in termini di frequenza, durata, intensità ed estensione. Tuttavia, a differenza di altri fenomeni naturali calamitosi, gli impatti della siccità si sviluppano molto oltre il periodo di diminuzione delle precipitazioni e con modalità e tempi diversi, non facilmente prevedibili. Tale caratteristica costituisce, da un lato un elemento di complessità nella gestione dell'evento siccitoso, dall'altro permette, entro certi limiti, di identificare elementi di allerta precoce, in quanto le quattro tipologie di siccità si manifestano tipicamente in momenti successivi e per periodi diversi, eventualmente sovrapposti. L'individuazione di

precursori rappresentativi di condizioni di crisi idrica future e, quindi, di difficoltà di approvvigionamento idrico, causati e/o accentuati da condizioni meteo-climatiche, assegnato lo stato del sistema di captazione e distribuzione della risorsa per il soddisfacimento di una o più tipologie di fabbisogni, è fondamentale per la corretta pianificazione e gestione della risorsa in tali condizioni. Un sistema per preannunciare condizioni di crisi idrica è dunque uno strumento che mette in relazione il monitoraggio meteo-idrologico attuale e pregresso con lo stato attuale delle risorse idriche al fine di prevedere la capacità di soddisfacimento della richiesta idrica su un orizzonte temporale di alcuni mesi. Questo studio sviluppa un sistema di allertamento definendo gli scenari di crisi idrica dell'ultimo ventennio e i valori soglia di indicatori sviluppati *ad hoc* a partire dallo studio delle cumulate di precipitazione medie mensili e la stima del bilancio idrologico dell'acquifero carsico dei Monti di Avella dell'ultimo ventennio.

2. Area di studio

Il sistema carsico dei Monti Avella (Fig. 4.5.1) si estende su 360 km² ed è uno dei principali corpi idrici sotterranei della regione Campania (Allocca, Manna & De Vita, 2014). L'acquifero carsico dei Monti di Avella è quasi completamente costituita da calcari cretacei e calcari dolomitici (Cretaceo superiore-Giurassico inferiore) e subordinatamente da dolomie del Triassico, confinati da *acquitard* o *acquiclude* formati da flysch e depositi di serie di bacino. Le rocce carbonatiche sono divise da una complicata rete di faglie e fratture, i cui orientamenti preferenziali sono NE-SO, SO-NE, N-S ed E-O. Le principali sorgenti del sistema acquifero si trovano al margine sud-occidentale al confine con la Piana Campana. L'ubicazione delle sorgenti, l'assetto geologico e le caratteristiche strutturali hanno permesso di individuare due principali bacini sotterranei (Celico & de Riso, 1978) e due direzioni di scorrimento delle acque sotterranee: il primo orientato verso il gruppo sorgivo di Cancello e il secondo verso il gruppo sorgivo di Sarno.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.5.1 – Area di studio. 1) Complesso del travertino; 2) Complesso lavico; 3) Complesso eluvio-colluviale; 4) Complesso alluvionale; 5) Complesso tufaceo; 6) Complesso dei depositi piroclastici; 7) Complesso lacustre e palustre; 8) Complesso detritico; 9) Complesso arenaceo; 10) Complesso calcareo-marnoso; 11) Complesso calcareo; 12) Complesso dei calcari e marne ad Orbitolina; 13) Complesso calcareo-dolomitico; 14) Complesso dolomitico; 15) sorgenti non captate; 16) sorgenti captate; 17) campo pozzi; 18) inghiottitoio; 19) limiti probabili delle sorgenti e delle aree di ricarica delle acque sotterranee; 20) direttrici di flusso delle acque sotterranee; 21) curve isopiezometriche; 22) faglia normale (sepolta o presunta); 23) faglia inversa (sepolta o presunta); 24) *thrust* (sepolto o presunto).

3. Dati e metodi

3.1. Dati termo-pluviometrici

Questo studio si basa sulla raccolta, analisi ed elaborazione di serie pluviometriche giornaliere dal 2000 al 2021 e riferite a ventitré stazioni pluviometriche della nuova rete di monitoraggio idrologico del Centro Funzionale Multirischi dell'Agenzia Regionale della Protezione Civile della regione Campania (Fig. 4.5.2) al fine di ottenere le cumulate di pioggia medio-mensili a scala di anno idrologico (settembre-agosto).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.5.2 – Rete di monitoraggio termo-pluviometrico del Centro Funzionale Multirischio della Protezione Civile della Campania. 1) stazioni pluviometriche; 2) stazioni termometriche; 3) stazioni pluvio-termometriche; 4) confine acquifero carbonatico dei Monti di Avella.

3.2. Bilancio idrologico annuo

Per il periodo 2000-2020, a scala di anno solare (gennaio-dicembre) e di anno idrogeologico (settembre-agosto), sono state analizzate ed elaborate serie temporali annuali di precipitazioni (P) e temperatura dell'aria (T) per ricostruire i modelli di regressione lineare con l'altitudine per tenere conto delle variazioni dovute al controllo orografico dei rilievi montuosi (Roe, 2005; Houze Jr., 2012) di queste due variabili (Vuglinski, 1973; Brunsdon, McClatchey & Unwin, 2001). Utilizzando la formula di Turc (eq. 3.4.1) (Turc, 1954), le immagini satellitari AET MODIS basate sull'equazione di Penman-Monteith (eq. 3.4.11) e il coefficiente di ricarica (AGRCs; eq. 3.4.12) (Allocca, Manna & De Vita, 2014). L'evapotraspirazione, le precipitazioni efficaci e la ricarica annuale delle acque sotterranee sono state stimate mediante l'applicazione dell'equazione del bilancio idrologico semplificata (eq. 3.4.17) in quanto i parametri di *inflow* ed *outflow* possono essere trascurati.

Per il bilancio idrologico effettuato alla scala dell'anno solare, i dati AET MODIS sono stati rielaborati e disposti per ottenere un *dataset* compatibile con la risoluzione spaziale e temporale prescelta pari rispettivamente a 400 m² anno⁻¹, ottenendo così modelli distribuiti di AET annuale per l'acquifero carsico dei Monti di Avella. È stata poi applicata l'analisi di Fourier alle serie temporali di ricarica delle acque sotterranee stimate su scala temporale di anno idrologico scelto come base di analisi per comprenderne la struttura temporale, la periodicità e la rispettiva coerenza, con lo scopo di scomporre la serie temporale complessa con componenti cicliche in funzioni sinusoidali fondamentali sottostanti, trovando la ampiezza e lunghezza d'onda.

3.3. *Pluviometric curvature coefficient* (PCC) e seasonal and monthly pluviometric gradient (SPG and MPG)

Al fine di comprendere come le piogge si distribuiscono durante gli anni idrologici e capire quale tipo di distribuzione medio-mensile delle precipitazioni può portare al delinearsi di un anno di siccità pluviometrica (o crisi pluviometrica) e, quindi, di siccità idrologica (o crisi idrica), è stato definito, mediante formula, un indice rappresentativo della morfologia delle curve cumulate di precipitazione medio-mensile. L'indice è stato calcolato prima a scala annuale (PCC_a; eq. 3.4.25) e poi a scala stagionale (PCC_s; eq. 3.4.26). La stagione presa in considerazione è quella di ricarica dell'acquifero studiato (ottobre-marzo).

È stato, poi, definito un secondo indicatore che potesse essere d'aiuto nella definizione degli anni di crisi pluviometrica. Esso rappresenta il rapporto incrementale di precipitazione calcolato, questa volta, prima a scala stagionale (TPG; eq. 3.4.27), e poi a scala mensile (MPG; eq. 3.4.28).

Per descrivere numericamente l'aspetto e le relazioni in termini relativi tra le varie curve cumulate, in funzione del massimo valore di cumulata di precipitazione registrato nell'ultimo ventennio, il calcolo del *monthly precipitation gradient* al denominatore non considera il valore assoluto del numero di giorni che intercorre tra l'inizio del mese uno e quello del mese n-esimo ma il numero cumulato di giorni all'ultimo mese (P_n). Solo in questo modo è stato possibile confrontare in modo relativo tra di loro le venti cumulate di precipitazione medio mensile.

4. Risultati

4.1. Bilancio idrologico annuo

L'analisi dei risultati evidenzia che esiste una buona correlazione, a scala annua, solare (Tab. 4.5.1) ed idrologica (Tab. 4.5.2), tra i principali parametri idrologici (precipitazioni, P, e temperatura dell'aria, T) con l'altitudine (h). Partendo, quindi, dalle equazioni lineari di correlazione elencate in Tab. 4.5.1 e Tab. 4.5.2 sono stati calcolati i volumi di acqua annua caduti sul territorio dei Monti di Avella e la temperatura media annua per le due scale temporali di osservazione (Tab. 4.5.1 e Tab. 4.5.2). Successivamente, applicando i due metodi per il calcolo dell'evapotraspirazione reale e l'equazione semplificata del bilancio idrologico, sono stati stimati tutti gli altri parametri idrologici che concorrono alla stima del bilancio: l'evapotraspirazione reale (AET), la pioggia efficace (P_e), il ruscellamento superficiale (o *runoff*, R) e la ricarica delle acque sotterranee (GR) (Tab. 4.5.1 e 4.5.2).

Anno solare	Legge di correlazione F	P-h	Leggi di correlaz T-h	ioni	Legge di correlazione P	,- h	Р	T _m	AET Turc	AET MODIS	P Turc	P MODIS	R Turc	R MODIS	GR Turc	GR MODIS
Solare	Equazione	R²	Equazione	R²	Equazione	R²	m ³ s ⁻¹	°C	m ³ s ¹	m ³ s ⁻¹	m ³ s ⁻¹	m ³ s ¹	m ³ s ⁻¹	m ³ s ⁻¹	m ³ s ⁻¹	m ³ s ¹
2000	-	-	T = -0.0064h + 17.264	0.95	Pe = 0.8724h + 157.52	0.88	-	13.84	-	-	-	-	-	-	-	-
2001	P = 0.8478h + 825.5	0.84	T = -0.0057h + 16.512	0.91	Pe = 0.9599h + 172.14	0.83	15.64	13.13	7.70	7.39	7.94	8.20	3.12	3.24	4.82	4.96
2002	P = 0.8604h + 885.1	0.79	T = -0.0057h + 16.376	0.82	Pe = 1.0171h + 235.7	0.61	16.43	12.99	7.70	7.60	8.73	8.73	3.43	3.44	5.29	5.29
2003	P = 1.1642h + 874.6	0.64	T = -0.0058h + 16.642	0.80	Pe = 1.702h + 208.31	0.79	18.43	13.20	9.23	8.08	9.19	10.25	3.62	4.05	5.58	6.20
2004	P = 1.4223h + 1045.2	0.73	T = -0.0068h + 16.178	0.74	Pe = 1.6h + 255.41	0.78	22.24	12.14	8.14	8.22	14.10	13.57	5.55	5.35	8.55	8.21
2005	P = 1.4021h + 1139.4	0.68	T = -0.006h + 15.674	0.85	Pe = 1.6129h + 342.33	0.68	23.21	12.11	7.75	7.94	15.46	15.14	6.09	5.98	9.37	9.17
2006	P = 1.0532h + 903.8	0.79	T = -0.0057h + 16.046	0.79	Pe = 1.2325h + 134.78	0.76	18.00	12.66	7.73	8.02	10.27	9.87	4.04	3.89	6.23	5.98
2007	P = 1.7673h + 707.9	0.82	T = -0.0057h + 16.64	0.83	Pe = 0.8752h + 100.23	0.84	15.05	13.26	7.73	7.48	7.32	7.48	2.88	2.95	4.45	4.52
2008	P = 1.4547h + 948.7	0.83	T = -0.0061h + 16.844	0.83	Pe = 1.4628h + 204.03	0.76	21.33	13.22	8.28	7.99	13.05	13.26	5.13	5.23	7.92	8.03
2009	P = 1.7973h + 1172.7	0.87	T = -0.0062h + 16.992	0.85	Pe = 1.8992h + 373.25	0.90	26.15	13.31	8.50	8.30	17.65	17.75	6.94	7.00	10.70	10.74
2010	P = 2.2348h + 1302.8	0.80	T = -0.0063h + 16.536	0.87	Pe = 2.4046h + 495.24	0.84	30.94	12.80	8.33	7.42	22.61	23.41	8.90	9.22	13.71	14.19
2011	P = 0.9841h + 755.9	0.85	T = -0.0058h + 16.72	0.78	Pe = 0.9343h + 114.19	0.90	15.77	13.28	7.91	8.23	7.86	7.48	3.09	2.95	4.77	4.53
2012	P = 1.3395h + 876.03	0.85	T = -0.0057h + 16.926	0.78	Pe = 1.3292h + 170.54	0.90	19.67	13.54	8.38	8.66	11.28	10.93	4.44	4.32	6.85	6.62
2013	P = 1.8868h + 1178.0	0.82	T = -0.0063h + 16.934	0.83	Pe = 2.1148h + 335.69	0.85	27.04	13.19	8.51	8.27	18.54	18.67	7.29	7.36	11.24	11.32
2014	P = 1.1605h + 112.9	0.82	T = -0.0063h + 17.237	0.85	Pe = 1.2819h + 339.43	0.87	21.33	13.50	8.38	7.54	12.94	12.99	5.10	5.14	7.85	7.85
2015	P = 1.2043h + 930.9	0.83	T = -0.0063h + 17.211	0.82	Pe = 1.1773h + 247.46	0.79	19.37	13.47	8.29	7.69	11.08	11.61	4.36	4.58	6.72	7.02
2016	P = 1.3791h + 866.1	0.89	T = -0.0064h + 17.225	0.81	Pe = 1.4009h + 150.02	0.92	19.83	13.43	8.28	8.47	11.54	11.29	4.54	4.44	7.00	6.84
2017	P = 1.0039h + 720.5	0.77	T = -0.0062h + 17.01	0.80	Pe = 0.9459h + 86.765	0.85	15.49	13.33	7.87	8.32	7.62	7.12	3.00	2.81	4.63	4.30

2018	P = 1.4234h + 1063.4	0.74	T = -0.0064h + 17.485	0.79	Pe = 1.5273h + 278.49	0.80	22.46	13.69	8.52	8.49	13.94	13.88	5.48	5.48	8.45	8.41
2019	P = 1.3575h + 1025.9	0.79	T = -0.0059h + 17.142	0.80	Pe = 1.443h + 260.15	0.83	21.56	13.64	8.43	8.02	13.13	13.46	5.17	5.31	7.97	8.14
2020	P = 1.2805h + 716.7	0.80	T = -0.0057h + 17.154	0.77	Pe = 1.2137h + 727.21	0.74	17.31	13.77	8.24	-	9.07	-	3.57	-	5.51	-

Tabella 4.5.1 – Leggi di correlazione delle precipitazioni (P), della temperatura dell'aria (T) e della pioggia efficace (P_e) con l'altitudine (h) e risultati del bilancio idrologico annuo solare ottenuti applicando il metodo di Turc e utilizzando le immagini MODIS AET per la stima dell'evapotraspirazione reale (AET).

Anno	Leggi di correlazione	P-h	Leggi di correlazione	e T-h	Leggi di correlazion h	ie P _e -	Ρ	Tm	AET - Turc	P _e Turc	R - Turc	GR - Turc
laioiogico	Equazione	R²	Equazione	R²	Equazione	R²	<i>m</i> ³ s ⁻¹	°C	<i>m</i> ³ s ⁻¹			
2000-2001			T = -0.0056h + 17.04	0.91	Pe = 0.6201h + 189.45	0.98	14.68	15.64	8.12	6.56	2.58	3.98
2001-2002	P = 0.8051h + 769.49	0.73	T = -0.005h + 16.279	0.81	Pe = 0.7606h + 145.61	0.80	18.53	14.74	11.51	7.02	2.76	4.26
2002-2003	P = 0.978h + 993.79	0.58	T = -0.0057h + 16.911	0.90	Pe = 1.0226h + 266.6	0.68	20.60	15.16	10.32	10.28	4.05	6.23
2003-2004	P = 1.1033h + 1095.1	0.69	T = -0.0097h + 16.501	0.89	Pe = 1.3712h + 337.47	0.80	21.09	14.28	7.54	13.54	5.33	8.21
2004-2005	P = 0.8986h + 1257.6	0.76	T = -0.0047h + 16.104	0.83	Pe = 1.0218h + 487.79	0.82	23.80	14.66	10.93	12.88	5.07	7.80
2005-2006	P = 1.4075h + 1186.9	0.72	T = -0.006h + 16.03	0.91	Pe = 1.5296h + 437.42	0.76	23.80	14.20	7.98	15.83	6.23	9.59
2006-2007	P = 0.7471h + 870.04	0.75	T = -0.0052h + 17.097	0.86	Pe = 0.7659h + 174.04	0.82	15.46	15.52	8.07	7.39	2.91	4.48
2007-2008	P = 0.801h + 1063	0.61	T = -0.0067h + 16.959	0.83	Pe = 0.9544h + 298.25	0.79	18.11	15.20	7.94	10.17	4.01	6.17
2008-2009	P = 1.7063h + 1152.8	0.87	T = -0.0061h + 17.055	0.88	Pe = 1.8105h + 364.76	0.89	25.49	15.48	8.56	16.93	6.66	10.27
2009-2010	P = 1.7224h + 1082.7	0.84	T = -0.0061h + 16.759	0.91	Pe = 1.7768h + 338.84	0.88	24.77	15.17	8.38	16.39	6.45	9.94
2010-2011	P = 1.6784h + 1040.7	0.75	T = -0.0058h + 16.573	0.89	Pe = 1.7183h + 309.1	0.79	23.97	15.06	8.34	15.63	6.15	9.48
2011-2012	P = 0.8359h + 721.33	0.80	T = -0.0055h + 16.984	0.84	Pe = 0.7412h + 106	0.86	14.33	15.54	7.91	6.42	2.52	3.90
2012-2013	P = 2.2354h + 1154.2	0.84	T = -0.006h + 17.056	0.91	Pe = 2.3081h + 371.75	0.88	29.20	15.49	8.71	20.48	8.06	12.43
2013-2014	P = 1.2862h + 1300.4	0.68	T = -0.006h + 17.126	0.90	Pe = 1.404h + 504.76	0.76	24.30	15.55	8.55	15.74	6.20	9.54
2014-2015	P = 0.9396h + 954.35	0.73	T = -0.0063h + 17.577	0.91	Pe = 0.967h + 231.22	0.82	17.80	15.95	8.33	9.47	3.73	5.74
2015-2016	P = 1.4132h + 818.48	0.78	T = -0.006h + 17.33	0.90	Pe = 1.3398h + 143.14	0.84	19.50	15.78	8.47	11.03	4.34	6.70
2016-2017	P = 0.7555h + 664.4	0.78	T = -0.0061h + 17.376	0.83	Pe = 0.6661h + 68.637	0.82	13.10	15.78	7.64	5.46	2.14	3.31
2017-2018	P = 1.5606h + 1158	0.74	T = -0.0063h + 17.076	0.81	Pe = 1.673h + 381.77	0.81	24.53	15.42	8.36	16.17	6.37	9.81
2018-2019	P = 1.0724h + 869.45	0.82	T = -0.0058h + 17.064	0.83	Pe = 1.0758h + 176.78	0.86	17.73	15.56	8.14	9.59	3.77	5.82
2019-2020	P = 1.2021h + 821.53	0.78	T = -0.0057h + 17.512	0.86	Pe = 1.1708h + 126.97	0.81	18.07	16.02	8.40	9.66	0.61	9.05
2020-2021	P = 1.8153h + 945.14	0.77	T = -0.0057h + 17.315	0.87	Pe = 1.8179h + 189.1	0.82	23.80	15.88	8.89	14.91	9.09	5.82

Tabella 4.5.2 – Leggi di correlazione delle precipitazioni (P), della temperatura dell'aria (T) e della pioggia efficace (Pe) con l'altitudine (h) e risultati del bilancio idrologico (anno idrologico) ottenuti applicando il metodo di Turc per la stima dell'evapotraspirazione reale (AET).

Alla scala di anno solare esiste una forte variabilità delle precipitazioni e della ricarica delle acque sotterranee con valori medi di 20.36 m³ s⁻¹ e 7.44 m³ s⁻¹ (Fig. 4.5.3 a e b), rispettivamente. Inoltre, esiste anche una forte correlazione tra P e GR pari a 0.9927 con l'applicazione del metodo di Turc per la stima dell'AET e pari a 0.9917 con l'utilizzo delle immagini MODIS AET (figura 4.5.3 c e d).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.5.3 – Stima dei volumi di acqua di precipitazioni (a) e di ricarica delle acque sotterranee (b), a scala di anno solare, ottenuti mediante l'applicazione del metodo di Turc (in blu) e l'utilizzo delle immagini satellitari MODIS AET (in giallo) per la stima dell'evapotraspirazione reale; (c) correlazione tra P e GR stimata con Turc (d) correlazione tra P e GR stimata tramite i dati satellitari MODIS.

Per comprendere al meglio la variabilità della ricarica delle acque sotterranee a scala annua e di unità idrogeologica, la distribuzione delle piogge a scala mensile e la sua influenza sui processi di ricarica, tenuto conto del periodo medio di ricarica (da ottobre fino a marzo) dell'acquifero carsico dei Monti di Avella è stato ritenuto opportuno effettuare i calcoli e le successive analisi a scala di anno idrologico con inizio a partire dal mese di settembre (inizio della stagione umida) e con la fine al mese di agosto (fine della stagione secca). I risultati del bilancio, anche in questo caso, evidenziano l'esistenza di una forte variabilità annua di P e GR ben correlati fra di loro con un valore di R² pari a circa 0.8 (Fig. 4.5.4 c) e con valori medi pari a 20.6 e 7.3 m³ s⁻¹, rispettivamente per P e GR (Fig. 4.5.4 a e b). In questo caso è stata effettuata anche l'analisi di Fourier per individuare la ciclicità di suddetta variabilità nell'ultimo ventennio. I risultati mostrano che esiste una ciclicità di breve periodo di 3 e 5 anni (Fig. 4.5.4 a). La differenza sostanziale rispetto alle analisi effettuate a scala di anno solare è nell'individuazione degli anni di crisi pluviometrica cioè anni in cui si registrano valori di precipitazione inferiori alla media e che potrebbero indurre ad anni di crisi idrica cioè anni in cui si registrano bassi valori di ricarica e condizione in cui l'ente gestore del servizio idrico non riesce a soddisfare la richiesta idropotabile in quanto la disponibilità della risorsa è più bassa rispetto al valore medio stimato sull'ultimo ventennio.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Cli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.5.4 – Stima dei volumi di acqua di precipitazione (a) e di ricarica delle acque sotterranee (b), a scala di anno idrologico, ottenuti mediante l'applicazione del metodo di Turc per la stima dell'evapotraspirazione reale, correlazione dei due parametri (c) e periodogramma dei valori di ricarica.

Tuttavia, l'analisi a scala annua finora effettuata non è bastata nella definizione e descrizione degli anni di crisi idrica passati (l'estate del 2001, del 2002, del 2007, del 2012, del 2017, del 2019 e del 2020).

4.2. Pluviometric curvature coefficient (PCC) e seasonal and monthly pluviometric gradient (SPG and MPG)

Da una prima analisi qualitativa è possibile individuare un fascio di cumulate di precipitazione che si colloca al di sopra della cumulata media e un altro che ricade al di sotto della curva rappresentativa dei valori medi mensili (Fig. 4.5.5). Tuttavia, è ben visibile una diversità nella morfologia delle curve cumulate, perciò, lo studio è proseguito con il calcolo del *pluviometric curvature coefficient* (PCC) e del *seasonal and monthly pluviometric gradient* (SPG and MPG) per classificare le diverse configurazioni distributive di pioggia ed individuare gli effetti sulla ricarica dei diversi anni idrologici.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.5.5 – Curve cumulate di precipitazione media mensile.



Figura 4.5.6 - Pluviometric curvature coefficient (PCC) annuale (a) e stagionale (b).

Alla scala annuale (settembre-agosto; Fig. 4.5.6a) il calcolo del coefficiente di curvatura delle curve cumulate di pioggia restituisce dei valori variabili in un *range* molto ampio (da 3 a 15) e, quindi, poco utili nella definizione di classi di valori che aiutino a discriminare le caratteristiche morfologiche delle cumulate di precipitazione medie mensili. Al contrario, alla scala stagionale (ottobre-marzo) i valori del coefficiente di curvatura variano in un range più rispetto. In questo caso possiamo individuare (Fig. 4.5.6b):

- valori minori di due, rappresentativi delle curve che nel periodo considerato sono caratterizzate da un andamento pressoché lineare e/o da una concavità rivolta verso l'alto;
- valori circa uguali a due, rappresentativi della cumulata di precipitazione riferita all'anno medio e di tutte le curve aventi una concavità più o meno pronunciata rivolta verso il basso che ha inizio a novembre e si protrae fino a marzo;
- valori maggiori di due, rappresentativi delle curve caratterizzate da una concavità anticipata di breve periodo nei mesi compresi tra ottobre dicembre.

Volendo descrivere l'evoluzione delle precipitazioni nel corso dell'anno idrologico è stato calcolato il gradiente pluviometrico stagionale e mensile. Nel primo caso, relativamente all'anno medio, si individua un valore di gradiente uguale a 5 mm d⁻¹ che insieme al suo valore di precipitazione funge da soglia e separa gli anni idrologici che a marzo hanno superato un valore di precipitazione superiore a 1097 mm con un gradiente pluviometri alto (> 5 mm d⁻¹) e gli anni che a marzo non hanno raggiunto un valore di precipitazione cumulata di 110 mm caratterizzati altresì da un gradiente pluviometrico basso (<5 mm d⁻¹) (Fig. 4.6.7).



Figura 4.6.7 – *Seasonal pluviometric gradient* (area rossa = crisi; area verde = no crisi).

A scala del singolo mese i risultati mostrano valori estremamente variabili ed eterogenei fra di loro (Tab. 4.5.5). Al fine di ottenere un'utile ed immediata interpretazione dei risultati, così come nel caso precedente, i valori del gradiente pluviometrico mensile sono stati combinati con i valori di cumulata di precipitazione media mensile e confrontati con quelli dell'anno medio. Per quest'ultimo i risultati mostrano l'esistenza di una tendenza decrescente del gradiente pluviometrico durante l'anno idrologico ed una correlazione con i valori di precipitazione cumulata media mensile (Fig. 4.5.8).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella

				Montl	nly plu	viomet	ric grac	lient (n	ım ∙d-1)			
hydrological year	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG	MPG
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2000-2001	3.79	0.27	2.46	1.16	1.15	0.60	0.61	0.58	0.29	0.07	0.04	0.03
2001-2002	3.83	0.19	2.33	1.00	0.62	0.41	0.21	0.61	0.51	0.13	0.28	0.41
2002-2003	7.72	1.73	1.49	1.64	2.68	0.67	0.25	0.35	0.20	0.09	0.11	0.09
2003-2004	2.70	4.11	1.53	1.56	1.09	0.77	1.06	0.67	0.73	0.22	0.11	0.03
2004-2005	2.52	2.99	2.55	2.90	1.01	1.35	1.13	0.48	0.19	0.13	0.07	0.19
2005-2006	5.45	1.55	2.75	2.88	0.82	0.71	1.10	0.31	0.16	0.27	0.26	0.30
2006-2007	8.59	0.69	1.56	1.09	0.53	1.02	1.03	0.23	0.35	0.13	0.00	0.00
2007-2008	2.48	1.81	1.05	0.88	0.73	0.19	1.78	0.54	0.39	0.38	0.12	0.04
2008-2009	2.16	1.25	2.30	2.02	2.73	0.41	1.38	0.62	0.08	0.47	0.03	0.07
2009-2010	3.25	2.39	2.03	1.41	1.49	1.09	0.76	0.49	0.44	0.38	0.30	0.01
2010-2011	3.08	2.99	5.59	1.17	0.55	0.48	1.18	0.28	0.28	0.21	0.12	0.00
2011-2012	1.63	2.57	0.26	1.60	0.46	0.01	0.30	0.05	0.27	0.28	0.27	0.49
2012-2013	3.90	3.12	1.84	1.79	1.58	1.14	1.56	0.34	0.49	0.19	0.20	0.18
2013-2014	3.08	2.25	2.91	0.95	1.78	1.17	0.93	0.59	0.32	0.42	0.26	0.00
2014-2015	3.80	0.36	0.94	1.38	1.70	1.15	0.71	0.41	0.16	0.23	0.07	0.12
2015-2016	2.15	5.39	0.74	0.01	0.61	0.87	1.00	0.40	0.59	0.20	0.09	0.05
2016-2017	4.43	3.04	1.79	0.05	0.89	0.56	0.35	0.18	0.07	0.05	0.10	0.00
2017-2018	3.48	0.45	2.64	1.93	0.87	1.14	1.47	0.18	0.49	0.12	0.11	0.35
2018-2019	1.36	2.57	2.42	0.65	1.30	0.39	0.30	0.28	0.70	0.07	0.14	0.04
2019-2020	1.54	0.61	5.01	2.02	0.10	0.29	0.62	0.28	0.16	0.25	0.05	0.07
2020-2021	5.05	2.10	1.04	2.74	1.90	0.99	0.42	0.26	0.15	0.15	0.09	0.04
average year	3.41	2.13	2.20	1.50	1.12	0.76	0.94	0.35	0.31	0.23	0.13	0.12

Tabella 4.5.5 – Valori del gradiente pluviometrico mensile degli ultimi ventuno anni idrologici.



Figura 4.5.8 – Valori del monthly pluviometric gradient dell'anno idrologico medio.

4.3. Scenari di crisi pluviometrica

Lo studio è finalizzato all'individuazione degli scenari di crisi pluviometrica ed idrica che hanno caratterizzato l'area di studio negli ultimi venti anni e alla definizione di valori soglia che permettano, alla fine del periodo di ricarica dell'acquifero (marzo) anticipatamente alla fine della stagione secca (agosto), di dichiarare uno stato di allerta nella gestione del servizio idrico. A tale scopo, di seguito, si definiscono i valori soglia degli indicatori sopra illustrati. Il termine soglia è da intendersi come il valore minimo da raggiungere per non trovarsi in una condizione di crisi. Prendendo come riferimento l'anno idrologico medio si possono definire valori soglia di precipitazione cumulata media mensile i seguenti: 102 mm a settembre 231.9 mm ad ottobre, 434.5 mm a novembre, 617.1 mm a dicembre, 788.5 mm a gennaio, 926.7 mm a febbraio, 1097.4 mm a marzo, 1181.5 mm ad aprile, 1266.5 mm a maggio, 1336.7 mm a giugno, 1381.0 mm a luglio e 1423.4 ad agosto. Il valore soglia di P su cui porre maggiore attenzione è quello definito per il mese di marzo (1097 mm), fine del periodo di ricarica dell'acquifero carsico dei Monti di Avella. Per quanto riguarda il coefficiente di curvatura stagionale (PCCs) possiamo individuare due classi di valori, la prima caratterizzata da valori maggiori o minori di due e sfavorevoli a condizioni di ricarica e la seconda caratterizzata da valori uguali a due e favorevoli a condizioni di ricarica. Il valore di 5 mm d^{-1} è il valore soglia per il gradiente pluviometrico stagionale (SPG). Invece, per definire i valori soglia del gradiente pluviometrico mensile è stato necessario incrociare il valore mensile di questo indicatore con il corrispondente valore di cumulata di pioggia al mese n-esimo (vedi equazione 4.5.8). Ciò ha permesso di definire una linea di valori soglia e delle aree di valori critici allo scorrere di ogni singolo mese (Fig. 4.5.9).



Figura 4.5.9 – Grafico utile alla definizione dei valori soglia del gradiente pluviometrico mensile.

Dall'analisi dei valori soglia dei parametri studiati possiamo definire anni idrologici di crisi pluviometrica il 2000-2001, il 2001-2002, il 2006-2007, il 2007-2008, il 2011-2012, il 2014-2015, il 2015-2016, il 2016-2017, il 2018-2019 e 2019-2020. Tutti sono caratterizzati da una cumulata di precipitazione media mensile a marzo inferiore a 1097 mm e da valori di coefficiente di curvatura pluviometrico diversi da due e quindi sfavorevoli a condizioni di ricarica. Solo per l'anno idrologico

2011-2012 il PCC_s risulta essere uguale a due; tuttavia, esso è caratterizzato dal valore di cumulata di precipitazione a marzo più basso di tutta la serie di dati analizzata. Inoltre, in tutti i casi, anche il gradiente pluviometrico stagionale risulta essere più basso del valore soglia di 5 mm d⁻¹. E, inoltre, in tutti i casi, anche a scala del singolo mese durante il periodo di ricarica (ottobre-marzo) la cumulata di pioggia mensile e/o il gradiente pluviometrico sono inferiori ai valori soglia stabiliti.

Month	Р	PCC _s	SPG	MPG
womm	mm	ad.	$mm \cdot d^{-1}$	$mm \cdot d^{-1}$
October	232			2.1
November	435			2.2
December	617			1.5
January	788			1.1
February	927			0.8
March	1097	2	5	0.9

Figura 4.5.6 – Tabella riassuntiva dei valori soglia degli indicatori studiati nel periodo di ricarica dell'acquifero carsico dei Monti di Avella.

5. Conclusioni

A scala di bacino idrogeologico è stata individuata una forte variabilità delle precipitazioni e della ricarica delle acque sotterranee sia a scala di anno solare che a scala di anno idrologico che nell'ultimo caso è caratterizzata da una ciclicità di breve periodo pari a tre e a cinque anni. Lo studio delle precipitazioni a scala di anno idrologico ha consentito successivamente, attraverso lo studio delle cumulate di pioggia medie mensile riferite agli ultimi ventuno anni idrologici, di individuare e caratterizzare gli anni di crisi pluviometrica che hanno indotto ad anni di crisi idrica nell'ambito gestionale del servizio idrico. A scala spaziale di unità idrogeologica e a scala temporale mensile, i risultati raggiunti hanno consentito di ottenere progressi nell'identificazione delle diverse configurazioni pluviometriche che possono indurre a scenari di crisi idrica rispetto all'anno idrologico medio e, di fornire, in netto anticipo, dei valori soglia per la definizione di condizioni pluviometriche che possono indurre ad una potenziale crisi idrica e garantire il tempo necessario per la rimodulazione delle attività di captazione e distribuzione della risorsa atte alla mitigazione del rischio idrico. Tali evidenze potrebbero essere concepite come base nella formulazione di sistemi di gestione resiliente della ricarica delle acque sotterranee degli acquiferi carsici e nella progettazione di linee guida per la gestione e progettazione dell'approvvigionamento idrico utile agli acquedotti di competenza sul territorio.

4.6. Stima del rischio idrico per sorgenti alimentanti grandi sistemi acquedottistici dell'Appennino meridionale

1. Introduzione

La definizione del rischio non è altro che la valutazione su base probabilistica dei danni economici e non tangibili causati da una calamità naturale. Nello studio dei sistemi di approvvigionamento idrico, il mancato soddisfacimento della richiesta idrica è considerato una stima indiretta dei danni e quindi il rischio di siccità è in generale valutato sulla base dei *deficit* idrici. La stima indiretta, tuttavia, rende più semplice usare la tecnica di simulazione Montecarlo, che applicata ai sistemi di approvvigionamento idrico può essere uno strumento di valutazione dei rischi di deficienza idrico più utile di altri approcci basati sul concetto di siccità di progetto. Implicitamente, infatti, tale tecnica consente di tener in considerazione il carattere aleatorio delle siccità, attraverso la generazione stocastica degli input idrologici, e la vulnerabilità del sistema nella simulazione (Cancelliere, Nicolosi & Rossi, 2009). Tale procedura può essere inquadrata all'interno della tradizionale valutazione del rischio che si basa sulle due componenti pericolosità e vulnerabilità. Molte ricerche sono state orientate alla valutazione del rischio di deficienza idrica, con lo scopo di definire, in condizioni di siccità, le regole di esercizio e di distribuzione dei volumi immagazzinati nel caso di un singolo invaso e/o in un sistema di approvvigionamento complesso, alcune delle quali, hanno affrontato l'uso di sistemi di allerta precoce nell'ambito della gestione dei suddetti sistemi. Esempi di tali studi riguardano il sistema del Simeto (Cancelliere, Nicolosi & Rossi, 2009), quello dell'Acate in Sicilia (Nicolosi, Cancelliere & Rossi, 2009) e di un sottosistema dell'Acquedotto Pugliese. In altri casi, è stata valutata la probabilità di *deficit* idrici nel breve orizzonte temporale, con lo scopo di indirizzare la scelta delle diverse azioni di mitigazione (Rossi, Nicolosi & Cancelliere, 2011; Rossi & Cancelliere, 2013). Nella stessa linea di ricerca possono essere collocati recenti studi volti a definire metodologie per la valutazione di sistemi di allertamento sui sistemi idrici connessi con invasi artificiali (Guyennon, Romano & Portoghese, 2016; Guyennon et al., 2017; Romano et al., 2017; Romano et al., 2018). Tuttavia, dal punto di vista idrogeologico, e in particolar modo per i sistemi acquiferi connessi a sistemi acquedottistici da essi dipendenti, non esiste nessuna valutazione del rischio idrico che, in via preliminare, tenga in considerazione sia i caratteri idrogeologici che gestionali. Questo lavoro si prefigge di costruire una metodologia preliminare per la stima del rischio idrico di sorgenti alimentanti opere di captazione a gravità di importati sistemi acquedottistici del sud Italia che funga da strumento di supporto alle decisioni in condizioni di rischio nella pianificazione e rimodulazione, di breve e lungo termine, dell'approvvigionamento idrico su larga scala.

2. Siti test e dati

Lo studio si basa sulla raccolta dei dati di portata sorgiva relativi a cinque sorgenti o gruppi sorgivi rappresentativi di cinque acquiferi carbonatici (Fig. 4.6.1) che ricoprono un ruolo importante nel settore dell'approvvigionamento idropotabile del territorio regionale ed interregionale:

- i dati di portata delle sorgenti di Torano e Maretto, per il periodo 2017-2019, alimentate dall'acquifero carbonatico del Monte Matese le cui risorse idriche sotterranee sono captate dall'Acquedotto Campano;
- i dati di portata delle sorgenti di Santa Maria la Foce e Santa Marina di Lavorate, per il periodo 1960-1970, alimentate dall'acquifero carbonatico dei Monti di Avella le cui risorse idriche sotterranee sono captate dalla GORI S.p.A., ente gestore del servizio idrico integrato per l'ambito distrettuale Sarnese-Vesuviano;
- i dati di portata delle sorgenti di Serino (Acquaro-Pelosi e Urciuoli), per il periodo 1900-1999, e le sorgenti di Cassano Irpino (Bagno della Regina, Fontana del Prete, Peschiera e Pollentina), per il periodo 1931-2000, alimentate dell'acquifero carbonatico del Monte Terminio le cui risorse idriche sotterranee sono captate da Arin S.p.A. e dall'Acquedotto Pugliese S.p.A. rispettivamente;

- i dati di portata della sorgente di Caposele, per il periodo 1902-2009, alimentata dall'acquifero carbonatico del Monte Cervialto le cui risorse idriche sotterranee sono captate dall'Acquedotto Pugliese S.p.A. gestore del servizio idrico integrato di 254 comuni della regione Puglia e di alcuni comuni della Campania; caso unico in Italia meridionale in quanto esiste una serie temporale lunga e continua nella registrazione dei dati sorgivi a partire dal 1921 ad oggi;
- i dati di portata del Gruppo sorgivo di Fistole del Faraone, per il periodo 1980-1987, alimentato dall'acquifero carbonatico del Monte Cervati le cui risorse idriche sotterranee sono captate da Consac Gestioni Idriche S.p.A., gestore del servizio idrico integrato nell'area del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano.





3. Metodologia per la valutazione del rischio idrico

Il rischio idrico (R) per il sistema "sorgente-opera di presa-sistema di rete" è stato calcolato come il prodotto tra vulnerabilità, pericolosità, ed esposizione (eq. 3.4.29). Il rischio idrico è inteso come la probabilità che un fenomeno naturale (evento siccitoso), di una determinata magnitudo, causi danni alla popolazione e alle attività produttive di una determinata area, in un determinato periodo di tempo; la vulnerabilità sorgiva è inteso come la capacità della sorgente di resistere (resilienza sorgiva) o di contrapporsi al verificarsi di un evento siccitoso che possa far diminuire le risorse idriche sotterranee disponibili dell'acquifero/della sorgente rispetto alla richiesta idropotabile in un

determinata area; la pericolosità idrica relativa è intesa come la probabilità di accadimento, per una sorgente o gruppo sorgivo, di un fenomeno di crisi idrica (eventi siccisotoso), di una determinata magnitudo (portata) e per un determinato periodo di tempo (durata temporale); detta pericolosità idrica relativa viene espressa, in questa analisi, dal fattore idrico di sicurezza (Fi) (eq. 3.4.30).

3.1. Vulnerabilità della sorgente

Partendo dai dati mensili di portata sorgiva disponibili per le sorgenti dell'Appennino meridionale sopra elencatesono stati ottenuti i dati di portata minima, media e massima e la durata del periodo di esaurimento alla scala dell'anno idrologico o dell'anno idrologico medio. Sono stati, inoltre, stimati alcuni indici per valutare il grado di vulnerabilità sorgiva (o resilienza sorgiva) della sorgente, tra i quali, l'indice di variabilità di Meinzer (R_v ; eq. 3.4.31) (Meinzer, 1923), il coefficiente di esaurimento (α ; eq. 3.4.32) (Maillet, 1905), il volume idrico di esaurimento all'inizio del periodo di esaurimento (W_0 ; eq. 3.4.33) e il volume delle riserve regolatrici (W_r ; eq 3.4.34).

Per la classificazione del grado (basso, medio o alto) di vulnerabilità sono stati presi in considerazione l'indice di variabilità di Meinzer classificato in tre classi di valori come da letteratura (Meinzer, 1923):

- 1. $R_v 1 \le 25\%$ (sorgenti con regime costante);
- 2. $25\% < R_v 2 < 100\%$ (sorgenti con regime sub-variabile);
- 3. $R_v 3 \ge 100$ (sorgenti con regime variabile);

e, le riserve regolatrici i cui valori sono stati suddivisi in tre classi sulla base di un'analisi ragionata dell'intero *set* di valori ottenuti dall'analisi dei dati di portata sorgiva relativi ai siti test.

- 1. $W_r 1 > 300 \cdot 10^6 m^3$;
- 2. $150 \cdot 10^6 \,\mathrm{m^3} \le W_r \, 2 \le 300 \cdot 10^6 \,\mathrm{m^3};$
- 3. $W_r 3 > 150 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

La schematizzazione delle classi dei valori numerici da attribuire alle riserve regolatrici può essere adattata o ridefinita in relazione a casi specifici.

VULNERABILITA'	W _r -1	Wr-2	W _r - 3
R _v - 1	V1	V2	V3
R _v - 2	V2	V2	V3
R _v - 3	V3	V3	V3

Tabella 4.6.1 – Matrice per la definizione del grado di vulnerabilità (V1 = vulnerabilità bassa; V2 = vulnerabilità media; V3 = vulnerabilità alta).

3.2. Pericolosità idrica relativa

A seguire, per la classificazione del grado (molto basso, basso, medio o alto) di pericolosità relativa è stato preso in considerazione il fattore idrico di sicurezza F_i e il tempo, in termini di mesi (D = durata), in cui possono perdurare valori sfavorevoli del fattore idrico di sicurezza. Tali parametri sono stati suddivisi entrambi in tre classi di valori:

1. F _i 1 > 1;	1. D1 < 1 mese;
2. F _i 1 = 1;	2. 1 mese \leq D2 \leq 3 mesi;
3. F _i 2 < 1;	3. D3 > 3 mesi.

Per capire meglio il concetto di pericolosità relativa in funzione della durata di condizioni di crisi idrica si osservi la figura concettuale che segue (Fig. 4.6.2). In figura, si osserva il caso in cui il fattore idrico di sicurezza sia maggiore di uno (Fig. 4.6.2 a), cioè quado la disponibilità idrica (linea blu)

soddisfa sempre la richiesta idrica (linea verde); il caso in cui il fattore idrico di sicurezza sia uguale a uno, cioè quando la disponibilità è uguale alla richiesta per una durata inferiore ad un mese, uguale e/o compresa tra uno e tre mesi e maggiore di tre mesi (Fig. 4.6.2 b, c e d); ed, infine, il caso in cui la richiesta idrica sia sempre maggiore alla disponibilità per una durata inferiore ad un mese, uguale e/o compresa tra uno e tre mesi e maggiore di tre mesi (Fig. 4.6.2 b, c e d); ed, infine, il caso in cui la



Figura 4.6.2 – Schema concettuale per la definizione del grado di pericolosità relativa. In blu, curva della disponibilità idrica di un anno idrologico teorico (a); in verde, curva della richiesta idrica con $F_i > 1$; in giallo, curva della richiesta idrica con $F_i = 1$ per le tre classi di durata (b, c e d); in rosso, curva della richiesta idrica con $F_i < 1$ per le tre classi di durata (e, f e g); in h, curva di durata della portata (CQD; in blu) e curva della richiesta idrica con $F_i < 1$ per le tre classi di durata (in rosso).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*

PERICOLOSITA'	D1	D2	D3
F _s 1	P1	P1	P1
F₅2	P2	P2	P3
F₅3	P3	P4	P4

Tabella 4.6.2 – Matrice per la definizione del grado di pericolosità relativa (P1 = pericolosità molto bassa; P2 = pericolosità bassa; P3 = pericolosità media; P4 = pericolosità alta).

V * P	P1	P2	P3	P4
V1	VP1	VP2	VP3	VP4
V2	VP2	VP2	VP3	VP4
V3	VP3	VP3	VP3	VP4

Tabella 4.6.3 – Matrice per la definizione del grado derivante dal prodotto della vulnerabilità e la pericolosità relativa (VP1 = molto basso; VP2 = basso; VP3 = medio; VP4 = alto).

3.3. Esposizione e rischio idrico

Infine, per definire le classi degli elementi esposti al rischio (o esposizione) si è tenuto conto di quanto previsto dal decreto legislativo del 2 febbraio 2001, n. 31 sull'attuazione della direttiva 98/83/CE relativa alla qualità delle acque destinate al consumo umano in quanto esso definisce l'entità dei volumi d'acqua distribuiti giornalmente in una zona di approvvigionamento definita come "zona geograficamente definita all'interno della quale le acque destinate al consumo umano provengono da una o varie fonti e la loro entità può essere considerata sostanzialmente uniforme". I volumi sopracitati sono direttamente proporzionali al numero di abitanti serviti per le zone di approvvigionamento idrico di riferimento. Tale classificazione ha quindi permesso di definire tre classi di valori:

- 1. E1 < 1.000 m³ (classe 1);
- 2. $1.000 \le E2 \le 10.000 \text{ m}^3$ (classe 2);
- 3. E3 >10.000 m³ (classe 3).

Tuttavia, sarebbe utile intendere tale parametro come il numero di abitanti che occupa un determinato distretto acquedottistico servito da una o più opere di captazione che prelevano le acque sotterranee da una singola sorgente e/o falda acquifera tramite una rete di adduzione e distribuzione lungo cui non avvengono interazione con acque proveniente da altri punti idrici. Nella pratica, però, è molto difficile trovarsi in questo caso ideale e teorico in quanto, ad oggi, la gestione delle risorse idriche sotterrane è effettuata sulla base di principi idraulici ed acquedottistici ne deriva che le acque captate da diverse sorgenti e falde acquifere siano quasi sempre miscelate in serbatoi di raccolta e/o lungo la rete di distribuzione.

In attesa di poter ricostruire questo tipo di informazione, laddove possibile, la matrice per la definizione del rischio idrico è stata costruita in modo tale che il prodotto tra vulnerabilità e pericolosità relativa pesasse di più rispetto al parametro scelto per la definizione delle classi di rischio seppur il numero utenti che influenza il valore dei volumi d'acqua da immettere in rete è intrinsecamente compreso nella stima del suddetto parametro.

RISCHIO	VP1	VP2	VP3	VP4
E - 1	R1	R2	R3	R4
E - 2	R1	R2	R3	R4
E - 3	R1	R2	R3	R4

Tabella 4.6.4 – Matrice per la definizione del grado del rischio idrico (R1 = rischio molto basso; R2 = rischio basso; R3 = rischio medio; R4 = alto).

La valutazione del rischio idrico nelle classi molto basso, basso, medio ed alto nasce dalla costruzione di matrici quadrate e rettangolari, utili all'intersezione di classi di valori dei parametri scelti per la stima dei fattori costituenti l'equazione 3.4.29.

4. Risultati

In Tab. 4.6.5 sono mostrati i risultati dei parametri idrogeologici calcolati per i siti test. I valori di portata sono variabili intorno alla media di 2.7 m³ s⁻¹; si registrano valori del coefficiente di esaurimento molto variabili con un valore medio di 0.0033 compreso tra un valore minimo di 0.00104 per la sorgente di Caposele (acquifero del Monte Cervialto) ed un valore massimo di 0.00812 per il Gruppo sorgivo di Fistole del Faraone (acquifero del Monte Cervati). I valori dell'indice di Meinzer compresi da un minimo di 25% ad un massimo di 130% evidenziano che il regime sorgivo può essere, anch'esso, molto variabile. Relativamente alle riserve regolatrici, invece, sebbene esista una certa variabilità, i valori rientrano nello stesso ordine di grandezza con un valore medio di 220 Mm³ e con valori compresi tra un minimo di 160 Mm³ ed un massimo di 370 Mm³. Le portate di concessione e, quindi, captate dagli enti gestori della risorsa idrica sotterranea sono variabili in funzione dell'entità degli efflussi sopramenzionati per ogni sorgente o gruppo di sorgenti e comprese fra un minimo di 0.4 m³ s⁻¹ ad un massimo di 4 m³ s⁻¹.

Acquifero	Sorgente	Anno	\mathbf{Q}_{\min}	\mathbf{Q}_{med}	Q _{max}	Periodo esaurimento	α	Wo	Wr	R _v	Q _r
				m³⋅s⁻¹	m³⋅s⁻¹	gg	g -1	m³	m³	%	<i>m</i> ³ ⋅s ⁻¹
Monte Matese	Torano & Maretto	2017-2019	1.83	2.44	2.97	220	0.00221	1.2E+08	1.9E+08	47%	?
Monte Cervialto	Caposele	1902-2009	3.50	4.00	4.50	231	0.00104	4.3E+08	3.7E+08	25%	4
Monte Cervati	Fistole del Faraone	1980-1987		0.65		183	0.00812	1.0E+07	3.4E+06	130%	0.4
Monte Terminio	Serino	1900-1999	1.64	2.32	3.13	209	0.00356	7.6E+07	1.6E+08	64%	2.2
Monte Terminio	Cassano Irpino	1931-2000	2.03	2.78	3.98	243	0.00243	1.4E+08	2.6E+08	70%	2.2
Monti di Avella	Foce e Lavorate	1960-1970	2.98	3.98	5.32	227	0.00282	1.8E+08	3.2E+08	60%	2

Tabella 4.6.5 – Risultati dei parametri idrogeologici calcolati per i test sito studiati. Q_{min} = portata minima (m³ s⁻¹); Q_{med} (o Q_d) = portata media o disponibilità idrica (m³ s⁻¹); Q_{max} = portata massima (m³ s⁻¹); α =coefficiente di esaurimento (g⁻¹); W_0 =immagazzinamento dinamico (m³); W_r = riserve regolatrici (m³); Q_r = richiesta idrica (m³ s⁻¹).

La costruzione delle matrici con gli indicatori idrogeologici, le portate medie di disponibilità e le portate di richiesta idrica per una durata D1 ha evidenziato che il Gruppo sorgivo di Fistole del Faraone è caratterizzato da un grado di pericolosità idrica relativa molto basso in quanto il fattore di sicurezza risulta essere maggiore di uno; tuttavia, quest'ultimo è un sito caratterizzato da un grado di vulnerabilità alto che determina un grado di rischio idrico medio (R3). Le sorgenti di Serino, Cassano Irpino, Santa Maria la Foce e Santa Marina di Lavorate sono anch'esse caratterizzate da un grado di pericolosità idrica relativa molto basso ma avendo un grado di vulnerabilità medio sono a basso rischio idrico. Infine, anche la sorgente di Caposele è a basso rischio idrico in quanto pur avendo un grado di vulnerabilità basso la richiesta idrica è pari alla disponibilità determinando un grado di pericolosità di primo grado (Fig. 4.6.3).

Acquifero	Sorgente	Periodo	V	Р	VP	R
Monte Matese Torano & Maretto		2017-2019	V2			
Monte Cervialto	Caposele	1902-2009	V1	P2	VP2	R2
Monte Cervati	Fistole del Faraone	1980-1987	V3	P1	VP3	R3
Monte Terminio	Serino	1900-1999	V2	P1	VP2	R2
Monte Terminio	Cassano Irpino	1931-2000	V2	P1	VP2	R2
Monti di Avella	Foce e Lavorate	1960-1970	V2	P1	VP2	R2

Tabella 4.6.6 – Risultati dell'analisi di rischio per una classe di durata D1 e D2 (V = vulnerabilità; P = pericolosità relativa; R = rischio idrico).



Figura 4.6.3 - Carta del rischio idrico per una classe di durata D1 o D2.

La costruzione delle matrici con gli indicatori idrogeologici calcolati, le portate medie di disponibilità idrica e le portate di richiesta idrica per una durata D2 non evidenziano cambiamenti per i siti test studiati rispetto alla condizione D1 (Fig. 4.6.3). Il grado di rischio tende a diventare medio per la sorgente di Caposele se il fattore di sicurezza tende a rimanere uguale ad uno per una durata D3 (Fig. 4.6.4).

Acquifero	Sorgente	Periodo	V	Р	VP	R
Monte Matese	Torano & Maretto	2017-2019	V2			
Monte Cervialto	Caposele	1902-2009	V1	P3	VP3	R3
Monte Cervati	Fistole del Faraone	1980-1987	V3	P1	VP3	R3
Monte Terminio	Serino	1900-1999	V2	P1	VP2	R2
Monte Terminio	Cassano Irpino	1931-2000	V2	P1	VP2	R2
Monti di Avella	Foce e Lavorate	1960-1970	V2	P1	VP2	R2

Tabella 4.6.7 – Risultati dell'analisi di rischio per una classe di durata D3 (V = vulnerabilità; P = pericolosità relativa; R = rischio idrico).

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.6.4 – Carta del rischio idrico per una classe di durata D3.

5. Conclusioni

In questo lavoro è stata proposta una procedura metodologica preliminare volta alla valutazione del rischio idrico-acquedottistico per cinque sorgenti carsiche alimentanti importanti sistemi acquedottistici dell'Appenino meridionale. Il metodo si basa sul calcolo di indicatori idrogeologici per la stima del grado di vulnerabilità della sorgente e sul calcolo del fattore idrico di sicurezza e la definizione della durata critica in cui esso può perdurare per la stima del grado di pericolosità idrica relativa. Per la prima volta, è stato sperimentato un approccio basato su una semplice ed immediata caratterizzazione idrogeologica delle sorgenti ed un confronto della disponibilità rispetto alla richiesta idrica. La metodologia proposta è stata applicata per cinque siti test distribuiti omogeneamente sul territorio regionale ed importati per l'approvvigionamento idrico a scala interregionale. I risultati ottenuti evidenziano che esiste un rischio idrico medio e basso per le sorgenti studiate alimentanti opere di captazione a gravità a scala media o medio-annua. Disponendo di dati di portata sorgiva aggiornati e recenti, l'analisi del rischio, così sviluppata, si adatta anche all'applicazione a scale temporali più dettagliate (annua e mensile), costituendo, insieme al metodo per la definizione degli scenari di crisi pluviometrica e idrica (illustrato nel sottocapitolo 4.5), un strumento utile nella gestione della risorsa idrica sotterranea e per la pianificazione delle attività di captazione nei periodi in cui la disponibilità idrica è bassa e, al contrario, la richiesta idrica è più elevata, in modo da definire un sistema di gestione resiliente degli acquiferi carbonatici, caratterizzati da una naturale variabilità della ricarica delle acque sotterranee.

4.7. Possibili strategie di gestione resiliente degli acquiferi carbonatici in scenari di crisi idrica

1. Introduzione

Negli ultimi anni i fenomeni siccitosi hanno reso sempre più critico e pressante il problema dell'approvvigionamento e della distribuzione della risorsa idrica in gran parte del territorio nazionale e regionale, nonostante l'introduzione di importanti novità legislative in materia di tutela e di gestione delle stesse risorse idriche.

All'evoluzione climatica delle regioni mediterranee, i cui effetti più manifesti nell'ultimi ventennio sono stati la riduzione delle precipitazioni, l'incremento delle temperature e la maggiore frequenza degli eventi estremi, tanto che nella specifica letteratura si parla addirittura di fenomeni di "tropicalizzazione" del regime pluviometrico, si associa non solo un depauperamento quantitativo e qualitativo delle risorse idriche, ma una crescita del fabbisogno idrico intersettoriale. Il che accentua ulteriormente le divergenze tra disponibilità e consumi idrici. Eppure, nonostante le oggettive difficoltà di valutazione dell'entità e della qualità delle risorse idriche, oltre che delle effettive necessità intersettoriali, attribuibili soprattutto ad una frammentaria attuazione della normativa vigente, l'Appennino meridionale e la Campania sono da annoverare tra le aree più ricche d'acqua. Tuttavia, le variazioni stagionali dei deflussi nel tempo, associate alla necessità di preservare i quantitativi d'acqua indispensabili per garantire gli equilibri idrogeologici naturali, oltre che le inefficienze del sistema infrastrutturale, riducono drasticamente l'entità delle risorse effettivamente utilizzabili. La potenzialità idrica sotterranea è ulteriormente diminuita in seguito alle variazioni delle condizioni meteorologiche. Il Piano Nazionale di Adattamento ai Cambiamenti Climatici (versione 2018; https://www.mite.gov.it/sites/default/files/archivio/allegati/clima/pnacc.pdf) del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare evidenzia un aumento della frequenza di eventi meteorologici estremi e una riduzione delle precipitazioni annuali medie pari a circa il 10% rispetto ai valori storici medi, al quale corrisponde una diminuzione del circa 20% del deflusso idrico superficiale.

L'improrogabilità di interventi mirati alla mitigazione dei fenomeni di siccità e di implementare un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica si è già manifestatasi in tutta la sua drammaticità in Campania a partire dagli anni '90, ma è stata ancor più percepita negli ultimi anni, in occasione delle crisi idriche affrontate nel 2001, 2002, 2007, 2012, 2017 e nel 2020.

Tale obiettivo è perseguibile mediante interventi atti ad una più razionale ed efficiente utilizzazione delle risorse idriche già disponibili, associati a provvedimenti in grado di incrementare le disponibilità idriche sotterranee, ovvero in grado di attingere alle risorse attualmente non usufruibili sia per carenze infrastrutturali sia per un'inadeguata distribuzione delle stesse nel tempo.

D'altronde le interazioni tra condizioni climatiche ed idrogeologiche sono complesse e richiedono un'analisi attenta ed interdisciplinare, che tenga conto degli aspetti sociali, tecnici e scientifici coinvolti. Infatti, per superare la situazione di emergenza e per programmare una gestione razionale ed efficace e, che diventi resiliente nel tempo, delle risorse idriche sotterranee, le soluzioni progettuali devono essere necessariamente articolate e predisposte in funzione delle caratteristiche idrogeologiche del territorio, oltre che dei sistemi acquedottistici presenti e/o previsti e della distribuzione areale e temporale delle utenze.

In questo capitolo vengono delineati alcuni criteri cui ispirarsi per rendere più resiliente la gestione delle risorse idriche sotterranee e mitigare gli effetti sui sistemi di rete dipendenti dalle acque sotterranee, derivanti da crisi pluviometrica e assenza di ricarica. Questi criteri, pur derivanti dalla conoscenza di condizioni idrogeologiche sito-specifiche, ovvero dallo studio degli acquiferi carbonatici dell'Appenino meridionale e con particolare attenzione al sito campione dell'acquifero carsico dei Monti di Avella, si ritiene possano essere teoricamente applicate anche ad altri contesti territoriali. Un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica indotti dalla variabilità della ricarica può essere articolato in funzione di molteplici interventi, rivolti:

- al monitoraggio quali-quantitativo della risorsa idrica sotterranea;
- all'uso degli acquiferi come serbatoi naturali di compenso (SNC);
- al recupero dei deflussi superficiali atti ad incrementare l'infiltrazione efficace;
- alla realizzazione di impianti MAR (*Managed Recharge Aquifer*) o di ricarica artificiale (*Artificial Recharge of Aquifers*);
- all'individuazione di nuove risorse non ancora captate;
- all'ottimizzazione dei sistemi infrastrutturali.

Per gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale, compreso l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella, vengono individuate alcune possibili strategie di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, finalizzate ad incrementare la disponibilità idrica sotterranea in maniera diretta ed indiretta. Strategie che, in parte, sono state già sperimentate in ambito appenninico e che potrebbero essere sperimentate anche in specifici siti campione come l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella.

2. Strategie di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica

2.1. Monitoraggio quantitativo delle risorse idriche sotterranee dell'acquifero carsico dei Monti di Avella

Partendo dal modello idrogeologico concettuale 2D dei Monti di Avella, per quattro punti pilota (la galleria drenante di Santa Maria la Foce con campo pozzi, il campo pozzi in galleria di Mercato-Palazzo, la galleria drenante di Santa Marina di Lavorate e il campo pozzi di San Mauro) è stata progettata la rete di monitoraggio quantitativo delle risorse idriche sotterranee applicando i criteri sviluppati per la scelta del tipo di intervento e/o strumentazione da realizzare e/o installare a seconda dell'opera di captazione che insiste sul punto idrico considerato. I risultati sono illustrati in Tab. 4.7.1 e nelle Fig. 4.7.1, 4.7.2, 4.7.3 4.7.4.

ID	Sito	Comune	X UTMWG58433N	y utmwgs8433N	Catasto SA (Foglio e Numero)	Quota piano campagna (m s.l.m.)	Quota fondo foro (m s.l.m.)	Profondità stimata (m)	M/V
PF1	1	Sarno	465,823	4,520,523	6_1	165	-20	185	М
PF2	1	Sarno	465,680	4,520,434	6_1	120	-20	140	М
PF3	1	Sarno	465,932	4,520,432	7_97	90	-20	110	М
PF4	1	Sarno	465,750	4,520,217	11_41	40	-20	60	V
PMP1	2	Sarno	467,815	4,518,736	12_321	175	-25	200	М
PMP2	2	Sarno	468,259	4,518,464	13_	230	-25	255	М
PMP3	2	Sarno	468,075	4,518,863	13_	145	-25	170	М
PMP4	2	Sarno	467,405	4,518,601	20_1013	45	-25	70	V
PMP5	2	Sarno	467,654	4,518,516	12_	60	-25	85	V
PMP6	2	Sarno	467,975	4,518,221	3204	35	-25	60	V
PMP6 (II)	2	Sarno	467,970	4,518,182	20_	35	-25	60	V
PMP7	2	Sarno	467,808	4,518,206	19_182	35	-25	60	V
PL1	3	Sarno	470,919	4,515,533	34_128	195	-23	218	М
PL2	3	Sarno	470,758	4,515,455	34_65	60	-23	83	М
PL3	3	Nocera Inferiore	470,575	4,515,427	3_69	55	-23	78	М
PL4	3	Nocera Inferiore	470,367	4,515,364	3_4	40	-23	63	V
PSM1	4	Nocera Inferiore	470,577	4,513,502	3_72	120	-25	145	М
PSM2	4	Nocera Inferiore	470,096	4,513,183	5_501	105	-25	130	М
PSM3	4	Nocera Inferiore	470,076	4,513,538	6_	35	-25	60	V
PSM4	4	Nocera Inferiore	469,567	4,512,882	5_1169	90	-25	115	М

PSM	[5	4	Nocera Inferiore	469,434	4,512,447	8_1323	40	-25	65	М
PSM	[6	4	Nocera Inferiore	469,177	4,512,735	8_1006	50	-25	75	М

Tabella 4.7.1 – Elenco e caratterizzazione dei piezometri da realizzare nei quattro siti scelti. (M = piezometro di monte; V = piezometro di valle).



Figura 4.7.1 – Rete di monitoraggio per il sito di Santa Maria la Foce.



Figura 4.7.2 – Rete di monitoraggio per il sito di Mercato-Palazzo.



Figura 4.7.3 – Rete di monitoraggio per il sito di Santa Marina di Lavorate.



Figura 4.7.4 – Rete di monitoraggio per il sito di San Mauro.

La realizzazione della rete di monitoraggio e l'acquisizione di nuove misurazioni (portata e livelli) consentirà di ottenere una stima precisa delle risorse idriche sotterrane dell'acquifero carbonatico dei Monti di Avella ancora disponibili, al momento non drenate o intercettate dalle opere di captazione. Tale monitoraggio è fondamentale per individuare interventi strutturali e non per incrementare la disponibilità idrica, soprattutto nei periodi di crisi, e potenziare così gli stessi impianti di captazione e i sistemi di rete da essi dipendenti.

2.2. Uso degli acquiferi come serbatoi naturali di compenso

In Appennino meridionale, il regime di fiumi, falde e sorgenti coincide raramente con le esigenze dell'utenza. Nei periodi di maggiore domanda idrica esse si trovano in magra e/o in periodi siccitosi e, nei periodi di minore richiesta, si trovano in piena. La domanda idrica non viene sempre soddisfatta perché la risorsa non è distribuita in modo adeguato nel tempo. Infatti, nei periodi di magra e/o di siccità, il bilancio tra disponibilità e richiesta idrica è spesso deficitario; invece, nei periodi di piena, esiste un *surplus* idrico (Fig. 4.7.5). Per incrementare la disponibilità idrica bisogna quindi cercare di potenziare le capacità di invaso; negli ultimi decenni, infatti, sono stati costruiti altri sbarramenti superficiali. Gli invasi superficiali presentano, tuttavia, alcune criticità, legate non solo al forte impatto ambientale, ma anche alle notevoli perdite per evaporazione, oltre che ad una pessima qualità delle acque. Si consideri che circa il 70% dei corsi d'acqua italiani presenta una forte contaminazione microbiologica, oltre che elevate concentrazioni di nitrati e ammoniaca, e che, applicando, in prima approssimazione, le formule empiriche di Visentini, con una temperatura media annua pari a 13°C sarebbe possibile attendersi una perdita per evaporazione pari a 975 mm a ¹, se l'invaso, è posto a quote inferiori a 200 m s.l.m. fino a 1470 mm a ¹, se la quota supera i 500 m s.l.m. Inoltre, detti sistemi sono, nel complesso, a regolazione pluriennale, il che, in termini di gestione, significa che i volumi erogati dal serbatoio producono impatti non solo nell'anno in corso ma anche in quelli successivi. Sarebbe pertanto opportuno favorire, laddove possibile, gli invasi sotterranei. In alcune situazioni idrogeologiche, infatti, è possibile adattare i deflussi idrici naturali ai fabbisogni. È possibile cioè utilizzare le naturali capacità di invaso e regolazione di alcuni acquiferi, emungendo parte delle riserve (regolatrici e/o permanenti) nei periodi di siccità, lasciando che esse si ricostituiscano nei periodi di piena. In altri termini, con opportune opere di captazione, in alcuni acquiferi è possibile far fronte ai fenomeni siccitosi, totalmente o parzialmente, prendendo "in prestito" dalle riserve i quantitativi d'acqua necessari per far fronte all'emergenza e facendo in modo che i volumi idrici emunti nei periodi di *deficit* vengano recuperati, dal serbatoio sotterraneo, nei successivi periodi di surplus.

Sviluppo di un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica, indotti dalla variabilità della ricarica dei corpi idrici sotterranei *Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale e l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella*



Figura 4.7.5 – Esempio di istogramma dei fabbisogni idrici in relazione ai deflussi sorgivi disponibili (Celico, 1988, modificato).

Si tratta di un vero e proprio trasferimento di risorse dai periodi di piena a quelli di magra e/o di siccità. Infatti, l'abbassamento del livello di falda, indotto dai volumi idrici artificialmente emunti nei periodi di *deficit*, comporta una minore erogazione sorgiva nel successivo periodo di ricarica dell'acquifero. Ovviamente, per evitare pericolosi fenomeni di sovrasfruttamento della risorsa, è necessario assicurare che i maggiori volumi emunti nei periodi deficitari siano compensati dai volumi di *surplus* che la risorsa ha nei periodi di piena (Fig. 4.7.5). Le situazioni idrogeologiche favorevoli sono legate all'esistenza di acquiferi caratterizzati da una struttura profonda "*a catino*". Le opere di captazione necessarie per conseguire l'obiettivo possono essere dei pozzi, se si tratta di acque di falda che non alimentano sorgenti. Invece, se si tratta di acque sorgive, è necessario dotare le sorgenti di una doppia opera di captazione: in Fig. 4.5.6 è riportato l'esempio di un bottino di presa, da utilizzare nei periodi di *surplus* idrico, perché consente di captare solo le acque defluenti per effetto del regime naturale, accoppiato a pozzi (Fig. 4.5.6a) o a gallerie drenanti (Fig. 4.5.6b) o fori suborizzontali (Fig. 4.7.7) dotate di appositi sistemi di regolazione dei deflussi, da utilizzare nei periodi di *deficit*, perché consentono la captazione dei volumi di *deficit* idrico dalle riserve.



Figura 4.7.6 – Esempi di schemi di opere di captazione per l'utilizzazione degli acquiferi come "serbatoi naturali di compenso" (Celico, 1988).



Figura 4.7.7 – Sezione esemplificativa delle opere realizzate per la captazione in periodi di *deficit* idrico della sorgente Rio Sonno (Abruzzo) (Celico, 1988).

2.3. *Managed Recharge Aquifer* (MAR) ed altri interventi atti all'incremento dell'infiltrazione efficace

Il Managed Recharge Aquifer (MAR) è un approccio di gestione della risorsa idrica che può essere utilizzato per massimizzare lo stoccaggio naturale e aumentare la resilienza del sistema di approvvigionamento idrico soprattutto in condizioni di magra e/o di siccità, periodi in cui le falde acquifere vengono intenzionalmente ricaricate per recuperare aliquote di risorsa idrica che altrimenti sarebbero andati persi. Quando si parla di MAR si descrive un processo di ricarica controllato e che assicura che i rischi per la salute e l'ambiente siano ridotti al minimo. MAR è un'opportunità di adattamento per lo sviluppo di paesi alle prese con la variabilità climatica e/o la scarsità di acqua. I metodi di ricarica includono, ad esempio, la modifica del paesaggio o la costruzione di nuove infrastrutture attraverso pozzi di iniezione o strutture che favoriscano l'infiltrazione di acqua. Alcuni includono strutture aperte, come stagni e trincee, altri tipi includono dighe per controllare il flusso dell'acqua verso il sottosuolo. In falde acquifere confinate in profondità viene anche impiegata l'iniezione diretta utilizzando l'acqua di altri pozzi. Questa metodologia applicativa per la ricarica degli acquiferi dovrebbe contribuire anche alla riduzione dei costi di trasporto e stoccaggio dell'acqua, nonché delle perdite associate al fenomeno dell'evapotraspirazione che si esplica durante il processo di ricarica. Le fonti d'acqua per la ricarica possono differire. I tipi comunemente usati includono acque superficiali, acque piovane e acque reflue trattate. Si annovera anche l'utilizzo di acqua derivante da altre fonti, come l'acqua di altre falde acquifere o l'acqua dissalata. In ciascuno dei diversi casi deve essere garantita una qualità adeguata dell'acqua e/o che la stessa non comprometta la qualità da integrare, ne consegue che potrebbe essere necessario un pretrattamento prima di attuare il processo di ricarica. I benefici che derivano da questo tipo di tecnica sono molteplici (ambientali e socioeconomici): sostiene gli ecosistemi dipendenti dalle acque sotterranee; riduce i rischi di intrusione salina e di cedimento del terreno; migliora la qualità dell'acqua attraverso il processo di infiltrazione; aumenta la resilienza del sistema di approvvigionamento idrico; riduce le potenziali perdite d'acqua per evaporazione; crea potenziale per l'uso produttivo di fonti d'acqua alternative, come le acque reflue riciclate e dal deflusso delle acque piovane e aumenta l'approvvigionamento di acqua dolce per le attività e l'uso domestico. Fino ad ora, secondo la *Global MAR Sites and Regional MAR Suitability Maps* (https://www.un-igrac.org/ggis/mar-portal), sono stati registrati circa 1200 siti MAR a livello globale le cui principali applicazioni sono schematizzate in Fig. 4.7.8.



Figura 4.7.8 - Schema dei tipi delle tecniche MAR comuni (Dillon, 2005; Grützmacher & Sajil Kumar, 2012).

3.

Quindi, in generale, il recupero delle acque di ruscellamento nei periodi di piena, con conseguente ricarica artificiale delle falde, combinato con interventi strutturali atti a favorire l'infiltrazione efficace e a diminuire il *runoff* delle acque meteoriche, costituisce, ove possibile, una eccellente opzione per ripristinare l'assetto idrogeologico del territorio, alterato da cause naturali (tra le quali sono da annoverare gli eventi climatici estremi) e/o antropiche, e quindi per potenziare le risorse idriche sotterranee. Studi sperimentali condotti sui principali acquiferi dell'Italia centro-meridionale indicano un decremento del coefficiente di infiltrazione efficace diretta di una percentuale variabile tra il 35% ed il 70%, in seguito ad eventi pluviometrici di elevata intensità e breve durata, sempre più frequenti per le mutate condizioni pluviometriche. In acquiferi alluvionali in cui è nota la ricostruzione dettagliata delle condizioni idrodinamiche sotterranee, del modello fisico concettuale di ricarica e la stima delle aliguote d'acqua di infiltrazione efficace e del coefficiente di infiltrazione efficace diretta (CID) il confronto dei singoli episodi pluviometrici e i valori delle piogge medie giornaliere con gli incrementi piezometrici registrati nei pozzi può evidenziare le notevoli variazioni del CID. Come esempio esplicativo possiamo considerare la piana fluvio-lacustre del Fiume Sordo (Isernia - Molise) dove si sono registrati variazioni del CID da valori massimi prossimi al 45%, in occasione di precipitazioni medie giornaliere non superiori a 10 mm, a valori inferiori al 10%, per piogge medie giornaliere superiori a 40 mm (Celico & Ianiro, 2002). In condizioni idrogeologiche differenti, procedendo dagli acquiferi di piana a quelli carbonatici, gli effetti dell'intensità e della

durata degli eventi pluviometrici sulla ricarica degli acquiferi si palesano in modo ancor più drammatico, cioè, in occasione di eventi pluviometrici di notevole intensità e breve durata, il coefficiente di infiltrazione potenziale, generalmente prossimo al 100%, si riduce drasticamente, favorendo l'esplicarsi di un significativo ruscellamento superficiale (il caso dei Monti Lepini in Celico F., 2002). In definitiva, nella realtà idrogeologica esaminata il CIP è fortemente condizionato dalla natura dell'evento pluviometrico, riducendosi addirittura del 70% in caso di piogge intense, localizzate e di breve durata. Quanto accertato per l'acquifero carbonatico dei Monti Lepini è stato successivamente affinato studiando le dinamiche di ricarica della struttura carbonatica del Monte Cervialto (Campania). Da questi approfondimenti è emerso che nell'acquifero del Monte Cervialto e, quindi, per estensione, negli acquiferi carbonatici in facies di piattaforma, il CIP scende bruscamente su valori prossimi al 30%, in occasione di piogge che raggiungono i 90 mm in uno o pochi giorni consecutivi. In questi contesti, caratterizzati da una morfologia molto acclive (con pendenze dei versanti talvolta anche superiori al 40%), si potrebbero incrementare le aliquote d'acqua di infiltrazione ricorrendo semplicemente all'azione idrologica esercitata dalla vegetazione. Basti pensare che un bosco efficiente è in grado di ridurre a 0-10% la percentuale di deflusso superficiale (nei suoli forestali evoluti sono state misurate capacità di trattenuta delle acque anche di 513 mm, di cui 430 mm nei macropori, acqua di detenzione temporanea, e 83 mm nei mesopori, acqua di ritenzione). Da quanto sopra riportato, appare ancora più improcrastinabile la realizzazione di interventi atti a recuperare i deflussi superficiali e a reintegrare le acque di infiltrazione efficace. Tale obiettivo è perseguibile mediante diverse tecniche, riconducibili essenzialmente ad opere in grado di innescare infiltrazione attraverso la zona insatura, ovvero iniezione diretta in falda. A tale scopo i volumi idrici necessari possono essere appositamente convogliati (acque di ruscellamento superficiale, di fiume o lago, acque trattate, esuberi di acqua potabile) o derivare da incrementi dei quantitativi naturalmente già immessi in falda. Ovviamente le soluzioni progettuali (rimboschimento, briglie, invasi stagionali, incremento delle aree di esondazione naturale) per rallentare il deflusso superficiale e favorire l'infiltrazione vanno, di volta in volta, valutate e selezionate in funzione della situazione locale e delle caratteristiche idrogeologiche, socioeconomiche e d'uso del territorio. D'altronde, non bisogna trascurare la capacità di tutela e miglioramento anche qualitativo esercitata dai suindicati sistemi di ricarica sulle risorse idriche sotterranee, in alcuni casi per diluizione, in altri per la formazione di vere e proprie barriere idrauliche, ovvero per effetto della naturale capacità di attenuazione dell'insaturo. Gli interventi di ricarica artificiale delle falde, limitati attualmente in Italia alle aree da bonificare, localizzate in zone costiere, per contrastare eventuali fenomeni di ingressione marina, e regolamentati dal D.Lgs. 152/06, sono invece ampiamente diffusi e sperimentati, in forme più o meno documentate, in altri stati da secoli. Basti considerare gli interventi tramandati nel mondo rurale dai nomadi in Turkmenistan e dalle comunità tribali in India, ovvero in territori caratterizzati da clima tropicale o subtropicale-desertico: si favorisce, nel periodo piovoso, l'infiltrazione delle acque meteoriche nei depositi sabbiosi più superficiali mediante pozzi o trincee scavate a mano, successivamente, nei periodi secchi, mediante onde recuperarle pozzi superficiali (www.sewrpc.org/watersupplystudy/chapters.asp). Analoga semplice applicazione si riscontra talvolta anche in Italia, nel mondo agricolo, laddove ad uso irriguo vengono realizzate piccole palancolate per ostacolare il deflusso superficiale e creare limitate zone di assorbimento, che talvolta originano dei veri e propri invasi superficiali temporanei. L'efficienza dei diversi sistemi di ricarica artificiale è ormai riconosciuta a livello mondiale, e ribadita dalla International Association of Hydrogeologists - Commission on Management of Aquifer Recharge (IAH-MAR). Si ritiene opportuno riportare il caso di Alpujarra de la Sierra (Andalusia, Spagna meridionale), che, in condizioni climatiche poco dissimili da quelle italiane, rappresenta un'ideale combinazione di un ancestrale sistema di ricarica artificiale e di una accurata conoscenza idrogeologica del territorio (Pulido-Bosch, 1995). Da marzo a giugno, le acque fluviali, potenziate dagli apporti derivanti dallo scioglimento delle nevi, vengono drenate da un sistema di canali di irrigazione, appositamente progettato e

sviluppato nelle zone più permeabili. I canali, scavati nel terreno e non rivestiti, seguono la morfologia dei versanti e raggiungono lunghezze di 15 km. In particolare, sono attestati prevalentemente nella coltre alterata e nelle zone più fratturate (apertura superiore a 10 cm), essendo detta area caratterizzata dalla presenza di scisti, ma con affioramenti di quarziti e calcari. In altri termini vengono collegate le zone di drenaggio preferenziale. Per effetto della ricarica si instaura un deflusso più superficiale nella coltre alterata, che va ad alimentare sorgenti temporanee, il cui regime coincide con quello dei canali di irrigazione, e pertanto si estinguono quando i canali non vengono alimentati. Le acque che si infiltrano nelle fratture contribuiscono, invece, ad alimentare le sorgenti perenni, le cui portate, considerevoli durante tutto l'anno, fanno registrare un brusco decremento nel caso di lunghi periodi di mancata alimentazione artificiale. Prove con traccianti, appositamente effettuate, hanno evidenziato tempi medi di transito delle acque, dai punti di infiltrazione alle emergenze, di circa cinque giorni, per la circolazione idrica più superficiale, e di almeno il doppio per quella basale. La velocità del deflusso idrico sotterraneo, alle differenti possibilità di diluizione, comportano chiaramente variazioni dello stato qualitativo, tanto che le sorgenti temporanee possono essere utilizzate esclusivamente per l'irrigazione, mentre quelle perenni sono destinate ad uso potabile, garantendo così l'approvvigionamento idrico ai diversi villaggi anche nei periodi di magra. Da notare che detto sistema, non richiede complessi interventi infrastrutturali e contribuisce a mantenere il giusto grado di umidità del suolo, favorendo sul lungo termine anche la crescita di una folta vegetazione, con conseguente ulteriori effetti benefici sull'ambiente e sulle risorse idriche sotterranee. A tal proposito si ricorda l'azione depurativa, particolarmente significativa, esercitata dal suolo boschivo, per la presenza di microrganismi in grado di decomporre alcuni contaminati biologici o chimici (Hegg, 2005), in misura variabile in funzione delle caratteristiche del bosco. Ancor più efficace, ai fini della mitigazione dei fenomeni siccitosi connessi alle alterate condizioni pluviometriche, è quindi proprio la combinazione delle tecniche di rimboschimento e di miglioramento dei boschi degradati con specie arboree autoctone, o appositamente selezionate, con altre opere di ingegneria naturalistica per la regimazione dei deflussi superficiali, come ad esempio, briglie in materiali naturali inerti. Un caso limite ma emblematico è il sistema di alimentazione artificiale della falda, unico in Europa, realizzato in Svizzera. L'acqua del Reno, proveniente dal bacino di ritenzione della centrale idroelettrica di Birsfelden, dopo un primo trattamento, si lascia percolare nel sottosuolo del bosco di latifoglie, che costeggia il canale di scolo. Piccole dighe circondano le quattordici aree boschive del vicino parco ricreativo Lange Erlen, territorio dal quale deriva l'approvvigionamento idrico potabile dell'Azienda industriale di Basilea IWB. In tal modo per circa dieci giorni al mese le aree boschive, ricoperte da pioppi, salici, ontani e ciliegi, restano sommerse da 20-50 cm d'acqua. Trascorso tale periodo l'area viene prosciugata per i seguenti 20 giorni, onde favorire l'ossigenazione del terreno, indispensabile per la vita dei microrganismi attivi nel processo di depurazione, operato dal medesimo suolo. Così, dopo aver lasciato filtrare l'acqua, per un ulteriore tratto, in un canale sotterraneo ghiaioso, l'IWB recupera l'acqua del Reno divenuta ormai potabile, in seguito ad un naturale processo di abbattimento delle sostanze organiche in esse originariamente presenti. Ebbene, sulla base delle considerazioni fin qui esposte, si supponga di riuscire a recuperare anche soltanto il 20% delle acque che ruscellano durante gli eventi piovosi di notevole intensità. I dati sperimentali in aree carbonatiche campione consentono, in prima approssimazione, di valutare un incremento delle risorse idriche sotterranee non inferiore a 12.6 · 10³ m³ per km², in occasione di piogge che superino i 90 mm nell'arco di pochi giorni. Il che equivale a dire che solo nella regione Campania, nelle medesime condizioni, si potrebbe complessivamente registrare un aumento dei volumi di acqua di infiltrazione pari a circa 62 · 106 m3. In tale ottica, considerando lo sfasamento temporale tra il regime dei corsi d'acqua superficiali e delle falde sotterranee, potrebbero essere recuperati anche i deflussi superficiali non utilizzati e le acque delle subalvee, garantendo comunque gli equilibri naturali ed il rispetto del deflusso minimo vitale in alveo. A tale scopo si descrive il caso del F. Mingardo (Campania) e della struttura carbonatica del Monte Cervati che alimenta il fronte sorgivo di Fistole del Faraone, principale risorsa idropotabile

del Cilento. In particolare, alle portate della polla sorgiva, ubicata lungo il contatto, per faglia diretta, tra le rocce carbonatiche e i depositi miocenici, in *facies* di *flysch*, si sommano, nel tratto a monte e a valle delle scaturigini, emergenze diffuse in alveo lungo il fiume Pruno-Faraone (costituente il settore alto del bacino del Mingardo). Detta risorsa è attualmente captata mediante un sistema campo pozzi-bottino di presa, per un prelievo complessivo di circa 250 l s⁻¹, anche se la potenzialità media di dette sorgenti, comprensiva degli incrementi in alveo, è pari a circa 583 l s⁻¹. Si potrebbe quindi potenziare, nel periodo estivo, la captazione di dette sorgenti, prevenendo altresì eventuali danni ambientali dovuti ad un corrispondente depauperamento del deflusso superficiale, realizzando dei setti semipermeabili nelle alluvioni del suddetto corso d'acqua, con direzione perpendicolare al verso di deflusso delle acque sotterranee circolanti in subalvea. Difatti, soprattutto nei periodi estivi, l'incremento delle portate emunte (fabbisogno idrico pari a 350 l s⁻¹) potrebbe comportare, almeno per il tratto in cui il fiume attraversa le alluvioni, l'estinguersi del cosiddetto deflusso minimo vitale (fenomeno questo peraltro già manifestatosi per cause del tutto naturali). L'uso dell'acquifero carbonatico come serbatoio di compenso, invece, consentirebbe di assicurare non solo le portate richieste per far fronte al fabbisogno idropotabile, ma anche il deflusso minimo vitale nell'alveo del Mingardo. I volumi idrici necessari per far fronte alle maggiori richieste del periodo estivo, comprensivi di quelli utili per il rilascio del deflusso minimo vitale, pari a circa 2,26 · 10⁶ m³, nettamente inferiori a quelli di *surplus* idrico disponibile, possono essere emunti, tramite il campo pozzi, dalle riserve regolatrici $(2,40 \cdot 10^6 \text{ m}^3)$ ovvero dalle riserve permanenti $(4,0 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ per}$ ogni km² di superficie e 100 m di spessore di acquifero carbonatico). Detto intervento tutela il deflusso minimo vitale per il tratto in cui il fiume attraversa rocce poco permeabili, ma allorquando incontra i depositi alluvionali, molto permeabili e di spessore medio pari a circa 10 m, anche diverse centinaia di litri al secondo possono circolare in subalvea, nel periodo di magra. La realizzazione nella coltre alluvionale di setti semipermeabili, attestati nel substrato costituito da rocce calcareomarnose, selcifere e arenacee, poco permeabili, invece, causerebbe il rincollo delle acque sotterranee di subalvea, favorendo così l'instaurarsi di un deflusso idrico superficiale.

2.4. Individuazione di *"nuove"* risorse

Agli interventi attuabili per il miglioramento delle captazioni già esistenti, bisogna affiancare soluzioni atte alla individuazione ed alla utilizzazione di nuove risorse. Tra queste non trascurabili divengono talvolta quelle attualmente non captate perché di pessima qualità per cause naturali. Si considerino ad esempio le sorgenti sottomarine e tutte le sorgenti alimentate da acque a circuito lungo e/o profondo, caratterizzate da una elevata durezza (complessivamente pari ad una potenzialità idrica media di circa 300·10⁶ m³ a⁻¹, solo nella regione Campania). Al di là dei trattamenti possibili per la potabilizzazione di dette acque, infatti, la dettagliata ricostruzione dei circuiti e l'analisi del processo di mineralizzazione, consente di migliorare la qualità delle acque realizzando le opere di captazione a monte dei punti di recapito, ovvero prima che si verifichi l'arricchimento in sali. Basti pensare al risultato conseguito con la captazione delle acque ad elevata mineralizzazione delle sorgenti del Peccia (durezza: 51-55 °F; portata: 5.5 m³ s⁻¹), alimentate dai Monti di Venafro (Fig. 4.7.9).



Figura 4.7.9 – Sezione idrogeologica schematica dei Monti di Venafro (Molise-Lazio-Campania) (da Celico, 1990).

La captazione è stata infatti realizzata mediante pozzi perforati all'interno della galleria di trasporto delle acque provenienti dalle sorgenti del Gari (Celico, 1983). In particolare, tali pozzi sono stati ubicati a monte (rispetto al verso di deflusso della falda) del graben in corrispondenza del quale i circuiti idrici, approfondendosi, favoriscono un incremento della mineralizzazione delle acque. Le portate così emunte hanno effettivamente mostrato un grado di salinità più basso, coincidente con una durezza di 28-30 °F (Celico et al., 1991). Analogo risultato si è conseguito, sempre nella regione Campania, nell'area di Telese, ove la captazione delle acque, mediante pozzi, a monte (sempre rispetto al verso di deflusso della falda) del graben del Titerno consente l'emungimento di acque poco mineralizzate (durezza = 26-28°F) rispetto a quelle erogate alle emergenze naturali (durezza = 91-124°F). Particolare riguardo dovrà essere rivolto anche alle risorse che attualmente non rispondono propriamente ai requisiti di qualità richiesti dal D.L. 152/99 prima e 152/06 poi. A tale scopo pure per i corpi idrici sotterranei bisogna prevedere un uso della risorsa consono alle caratteristiche di qualità delle acque in esame. Difatti il D.Lgs. 152/06 prevede "obiettivi di qualità per specifica destinazione", ma considera "acque a specifica destinazione funzionale" solo "le acque dolci superficiali destinate alla produzione di acqua potabile", "le acque destinate alla balneazione", "le acque dolci che richiedono protezione e miglioramento per essere idonee alla vita dei pesci". Eppure, in diversi contesti idrogeologici le risorse idriche sotterranee, che risultano contaminate per cause naturali ovvero per cause antropiche, non sono recuperabili in tempi brevi per la captazione di acque di buona qualità. In tali casi si potrebbe, dunque, pensare ad una utilizzazione mirata di dette acque in funzione delle specifiche caratteristiche chimico-fisiche. Si consideri ad esempio il caso della falda della zona orientale della città di Napoli, inserita tra i siti di interesse nazionale ai fini della bonifica. Allo stato l'esame di diversi indici di inquinamento antropici e/o naturali (azoto ammoniacale, azoto nitrico, fluoruri, ferro e manganese) evidenziano che la maggior parte dei parametri considerati supera in vaste aree le concentrazioni massime ammissibili, stabilite dalla normativa vigente sulle acque potabili. Inoltre, si riscontra una contaminazione da metalli pesanti (piombo, cadmio, nichel), idrocarburi e fenoli, riconducibile ad attività industriali. Per quanto attiene alla potenzialità di detta falda basti pensare, invece, che solo le perdite verso mare ammontano all'incirca ad 8.38 · 106 m³a⁻¹. La ponderata valutazione di un possibile recupero dei suindicati volumi idrici, a breve termine, ovvero l'attento esame delle probabili ipotesi di un uso specifico di detta risorsa, non è da ritenere affatto trascurabile. Infatti, pur progettando e realizzando gli opportuni ed appropriati interventi per la bonifica di detta area, se si riuscisse nel frattempo ad utilizzare anche soltanto il 50% delle suindicate uscite verso mare, ancorché nei limiti imposti da calcoli medi, significherebbe usufruire di una risorsa pari a circa l'1% delle acque erogate nell'ATO Napoli Volturno, ovvero pari a circa lo 0,68% e il 2% del fabbisogno idrico campano, rispettivamente per uso agricolo ed industriale (stima studi di settore Ministero delle Infrastrutture-Quad. 5, 2003).

2.5. Ottimizzazione dei sistemi di rete

Una razionale ed ottimale gestione delle risorse idriche non può prescindere da un processo di ottimizzazione del sistema acquedottistico, mirato alla riduzione degli sprechi ed alla razionalizzazione delle adduzioni. Ovviamente, il primo spreco da evitare è quello dovuto alle perdite idriche attraverso la rete di distribuzione, attribuibile principalmente al loro stato di vetustà, e, quindi, a fenomeni di corrosione, cattiva tenuta dei giunti e a sfiori dai serbatoi, per carenza di strumentazioni di controllo e sezionamento. Si valuta che mediamente l'acqua dispersa dalla rete di acquedotti italiani (differenza tra volumi captati e fatturati) sia circa 48 % di quella adottata (dalla Relazione sullo Stato dell'Ambiente 2020). Le situazioni più favorevoli si riscontrano nelle regioni settentrionali con perdite medie del 30% (minimo nazionale in Lombardia con il 21% circa), quelle più preoccupanti nel centro-sud Italia e nelle Isole, con il 50 % in media ma con punte di circa il 70 % (Basilicata). Pur considerando che tali percentuali inglobano perdite dovute a mancata fatturazione, per carenze nella misurazione dei volumi erogati, bisogna convenire che la loro incidenza è sicuramente trascurabile rispetto alle perdite reali dalla rete di distribuzione. Il che equivale a dire che sull'intero territorio nazionale vengono dispersi circa 3 miliardi di m3s 1 d'acqua di buona qualità. Danno gravissimo se si considera che tale volume idrico non va a ricostituire risorse altrettanto utilizzabili: le perdite, nella maggioranza dei casi, si verificano in aree fortemente antropizzate e pertanto caratterizzate da un notevole decadimento qualitativo. Parallelamente, bisogna agire per favorire una gestione flessibile delle risorse idriche captate e/o da captare, predisponendo una interconnessione dei diversi sistemi di adduzione ed acquedottistici, in grado di produrre una modulazione delle portate naturali in funzione delle necessità delle utenze. In altri termini diviene indispensabile la combinazione delle opere di captazione di più acquiferi, ovvero di più risorse, caratterizzate da condizioni e regimi idrogeologici diversi, e quindi da eventuale diversificazione dei periodi di magra. La possibilità di trasferimento di risorse dall'una all'altra permette non solo di utilizzare le eventuali risorse idriche integrative, sostitutive e di emergenza su territori molto più vasti, ma soprattutto di adeguare la dislocazione delle risorse idriche alla distribuzione spaziale delle utenze. In detti casi gli acquedotti, normalmente dimensionati tenendo conto delle portate di magra, potrebbero essere allestiti considerando le portate massime, comunque garantite dalla combinazione dell'uso di più risorse. Ciò consentirebbe di contenere anche gli sprechi connessi agli sfiori delle opere di captazione. In alcuni casi queste acque potrebbero essere trasportate dagli acquedotti stessi in zone che, lungo il percorso, si prestino all'alimentazione artificiale delle falde, sottraendo in tal modo acqua al ruscellamento superficiale nei periodi di piena. A tal fine potrebbero essere utilizzate anche le acque delle sorgenti di alta quota dei massicci carbonatici. La diffusa presenza di falde sospese, che alimentano piccole ma numerose scaturigini di alta quota, chiaramente rappresenta una importante fonte di approvvigionamento idrico locale, con evidenti vantaggi in termini energetici ed economici. Tuttavia, spesso le opere di captazione di dette sorgenti, caratterizzate da una marcata variabilità delle portate nel tempo (con escursioni di portata anche di diverse decine di l s^{-1} in tempi brevi) e da una marcata vulnerabilità rispetto ad eventuali fenomeni di inquinamento, vengono dimensionate per le portate minime ovvero non vengono utilizzate nei periodi invernali. A titolo esemplificativo si sottolinea che il volume medio annuale di acqua erogata dalle principali sorgenti d'alta quota dell'unità carbonatica del Monte Terminio-Monte Tuoro (Campania) è di circa 7,34 106 m³, ovvero più del 2% del fatturato in Campania.

5. Considerazioni conclusive

I risultati della ricerca condotta nell'ambito il programma del dottorato mettono in evidenza come l'uso integrato di metodologie e dati, terrestri e satellitari (dati AET MODIS), rappresenta un validissimo approccio per la stima e la modellazione dei processi evapotraspirativi e di ricarica delle acque sotterranee, in acquiferi carbonatici sia a scala regionale e medio-annua, che a scala locale e medio-mensile. Infatti, tale approccio ha consentito, da un lato, di superare l'incertezza derivante dalla mancanza, nelle aree montuose carbonatiche appenniniche, di serie storiche di dati idrologici e meteorologici e, dall'altro, di migliorare la risoluzione spaziale delle stime idrologiche. I risultati delle ricerche condotte evidenziano che, nell'ultimo secolo, a scala regionale (per gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale) e a scala locale (per l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella), è stata scoperta una complessa periodicità ciclica dei pattern dei parametri idrologici del bilancio, che è principalmente teleconnessa con l'Oscillazione Nord Atlantica, con effetti anche sulla ricarica delle acque sotterranee e sulle portate sorgive degli acquiferi carbonatici. L'analisi della struttura temporale delle serie storiche ha evidenziato una buona correlazione per periodicità che vanno da scale temporali interannuali a quelle decennali, con la maggiore correlazione alla periodicità da 30 a 45 anni, configurando due cicli completi di lungo termine, con minimi intorno agli anni '30, '50 e '90, visualizzando l'inizio di un nuovo ciclo a partire dai primi anni '90 che raggiunge il suo picco massimo intorno al 2010 e probabilmente raggiungerà il suo nuovo minimo nel prossimo decennio.

Successivamente, a scala di bacino (per l'acquifero carbonatico dei Monti di Avella) è stata individuata una forte variabilità delle precipitazioni e della ricarica delle acque sotterranee caratterizzata da una ciclicità di breve periodo da tre e a cinque anni. Inoltre, lo studio delle precipitazioni alla scala dell'anno idrologico ha consentito, attraverso lo studio delle cumulate di pioggia medie mensile degli ultimi 20 anni, di individuare e caratterizzare gli anni di crisi pluviometrica che hanno indotto crisi idriche nell'ambito gestionale del servizio acquedottistico regionale. I risultati ottenuti hanno consentito di ottenere progressi nell'identificazione delle diverse configurazioni pluviometriche che possono indurre a scenari di crisi idrica rispetto all'anno idrologico medio e, di fornire, in netto anticipo, degli indici pluviometrici e dei valori soglia per la definizione di condizioni pluviometriche che possono innescare una potenziale crisi idrica. Gli stessi indici pluviometrici e valori soglia, forniti in anticipo rispetto al periodo di magra, possono garantire il tempo necessario per pianificare interventi strutturali e non per rimodulare, potenziare l'attività di captazione e distribuzione della risorsa, atte a mitigare il rischio idrico.

Inoltre, è stata proposta una procedura metodologica preliminare volta alla valutazione del rischio idrico per cinque sorgenti carsiche alimentanti a gravità importanti sistemi acquedottistici dell'Appenino meridionale. Il metodo si basa sul calcolo di indicatori idrogeologici per la stima del grado di vulnerabilità della sorgente e sul calcolo del fattore idrico di sicurezza e la definizione della durata critica in cui esso può perdurare per la stima del grado di pericolosità idrica relativa. Per la prima volta, è stato sperimentato un approccio basato su una semplice ed immediata caratterizzazione idrogeologica delle sorgenti ed un confronto della disponibilità rispetto alla richiesta idrica. I risultati ottenuti evidenziano che esiste un rischio idrico variabile, da medio a basso, per le sorgenti studiate, in relazione anche alle caratteristiche intrinseche (vulnerabilità) dell'acquifero alimentante le diverse sorgenti.

Infine, sono state individuate delle possibili strategie di intervento per implementare un sistema di gestione resiliente degli acquiferi in scenari di crisi idrica connessi con la variabilità della ricarica, da sperimentare a scala locale (opera di captazione) o di bacino campione.

In conclusione, lo studio della variabilità della ricarica delle risorse idriche sotterranee, alla scala regionale e di bacino, l'analisi degli effetti indotti dalla NAO sulle grandezze idrologiche del bilancio, sulla ricarica e sulle portate sorgive, l'analisi del regime delle precipitazioni a scala mensile
e la definizione di scenari di crisi pluviometrica nonché l'analisi del rischio idrico delle sorgenti possono costituire un nuovo approccio metodologico per una gestione integrata ed unitaria del sistema "acquifero-sorgente-rete di distribuzione", tale da rendere l'intera "filiera" della risorsa idrica più resiliente sia ai cambiamenti climatici di lungo periodo che alla variabilità pluviometrica e della ricarica di breve e medio periodo.

6. Bibliografia

- ALLEN, R.G., TASUMI, M., MORSE, A. & TREZZA, R. 2005. A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. Irrigation and Drainage Systems 19(3-4), 251–268.
- ALLOCCA, V., CELICO, F., CELICO, P., DE VITA, P., FABBROCINO, S., MATTIA, S., MONACELLI, G., MUSILLI, I., PISCOPO, V., SCALISE, A.R., SUMMA, G. & TRANFAGLIA, G. 2007. Illustrative Notes of the Hydrogeological Map of Southern Italy. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Rome, 1–211.
- ALLOCCA, V., CELICO, F., DE VITA, P., FABBROCINO, S., MATTIA, C., MONACELLI, G., MUSILLI, I., PISCOPO, V., SCALISE, A.R., SUMMA, G. & TRANFAGLIA, G. 2009. La carta idrogeologica dell'Italia meridionale. Metodi ed analisi territoriali per l'identificazione e la caratterizzazione dei corpi idrici sotterranei. L'ACQUA 4, 21–32.
- ALLOCCA, V., CELICO, F., PETRELLA, E., MARZULLO, G. & NACLERIO, G. 2008. The role of land use and environmental factors on microbial pollution of mountainous limestone aquifers. Environmental Geology 55(2), 277–283.
- ALLOCCA, V., DE VITA, P., MANNA, F. & NIMMO, J.R. 2015. Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy. Journal of Hydrology 529, 843–853.
- ALLOCCA, V., MANNA, F. & DE VITA, P. 2014. Estimating annual groundwater recharge coefficient for karst aquifers of the southern Apennines (Italy). Hydrology and Earth System Sciences 18(2), 803–817.
- ANDERSON, J.R. 1976. A land use and land cover classification system for use with remote sensor data, US Government Printing Office.
- BANDINI, A. 1931. Tipi pluviometrici dominanti sulle regioni italiane. Il Servizio Idrografico Italiano Ministero dei Lavori Pubblici, Roma. BARNSTON, A.G. & LIVEZEY, R.E. 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns.
 - Monthly Weather Review 115(6), 1083-1126.
- BARTOLINI, E., CLAPS, P. & D'ODORICO, P. 2009. Interannual variability of winter precipitation in the European Alps: relations with the North Atlantic Oscillation. Hydrology and Earth System Sciences 13(1), 17–25.
- BEHULU, F., MELESSE, A.M. & FIORI, A. 2016. Climate Change Impact Assessment on Groundwater Recharge of the Upper Tiber Basin (Central Italy). In Landscape Dynamics, Soils and Hydrological Processes in Varied Climates (eds. A. M. Melesse & W. Abtew), pp. 675–701. Springer Geography, Cham: Springer International Publishing.
- BOCCOLARI, M. & MALMUSI, S. 2013. Changes in temperature and precipitation extremes observed in Modena, Italy. Atmospheric Research 122, 16–31.
- BONACCI, J. & PANTAZOUPOULOU, S. 1993. Parametric Investigation of Joint Mechanics. Structural Journal 90(1), 61-71.
- BONACCORSO, B., CANCELLIERE, A. & ROSSI, G. 2015. Probabilistic forecasting of drought class transitions in Sicily (Italy) using Standardized Precipitation Index and North Atlantic Oscillation Index. Journal of Hydrology 526, 136–150.
- BONI, C., BONO, P. & CAPELLI, G. 1982. Valutazione quantitativa dell'infiltrazione efficace in un bacino dell'Italia centrale: confronto con analoghi bacini rappresentativi di diversa litologia. Geologia Applicata e Idrogeologia (17), 437–452.
- BOSCHETTI, T., FALASCA, A., BUCCI, A., FELICE, V.D., NACLERIO, G. & CELICO, F. 2014. Influence of soil on groundwater geochemistry in a carbonate aquifer, southern Italy. International Journal of Speleology 43(1).
- BOUWER, H. 1989. Estimating and enhancing groundwater recharge. In Symposium on groundwater recharge, pp. 1–10.
- BRACA, G., BUSSETTINI, M., DUCCI, D., LASTORIA, B. & MARIANI, S. 2019. Evaluation of national and regional groundwater resources under climate change scenarios using a GIS-based water budget procedure. Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali 30(1), 109–123.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., SGROSSO I., 1978. L'analisi morfologica dei versanti come strumento per la ricostruzione degli eventi neotettonici, Mem. Soc. Geol. It., 19, 621-626.
- BRANDIMARTE, L., DI BALDASSARRE, G., BRUNI, G., D'ODORICO, P. & MONTANARI, A. 2011. Relation Between the North-Atlantic Oscillation and Hydroclimatic Conditions in Mediterranean Areas. Water Resources Management 25(5), 1269–1279.
- BRUNETTI, M., MAUGERI, M. & NANNI, T. 2000. Variations of Temperature and Precipitation in Italy from 1866 to 1995. Theoretical and Applied Climatology 65(3), 165–174.
- BRUNETTI, M., MAUGERI, M., MONTI, F. & NANNI, T. 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. International Journal of Climatology 26(3), 345–381.
- BRUNSDON, C., MCCLATCHEY, J. & UNWIN, D. J. 2001. Spatial variations in the average rainfall-altitude relationship in Great Britain: an approach using geographically weighted regression. International Journal of Climatology 21(4), 455–466.
- BULL, W.B. 2008. Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology, John Wiley & Sons, 329p.
- CALOIERO, T., COSCARELLI, R., FERRARI, E. & MANCINI, M. 2011. Precipitation change in Southern Italy linked to global scale oscillation indexes. Natural Hazards and Earth System Sciences 11(6), 1683–1694.
- CAMBI, C. & DRAGONI, W. 2000. Groundwater yield, climatic changes and recharge variability: Considerations out of the modelling of a spring in the Umbria-Marche Apennines. Hydrogeologie 4.
- CANCELLIERE, A., NICOLOSI, V. & ROSSI, G. 2009. Assessment of drought risk in water supply systems. In Coping with drought risk in agriculture and water supply systems, pp. 93–109. , Springer.
- CAPRA, A., CONSOLI, S. & SCICOLONE, B. 2013. Long-Term Climatic Variability in Calabria and Effects on Drought and Agrometeorological Parameters. Water Resources Management 27(2), 601–617.
- CELICO F. & IANIRO A. 2002. La variazione del "Coefficiente di Infiltrazione efficace Diretta" in funzione delle precipitazioni giornaliere: risultati sperimentali nella piana di Isernia. Quaderni di Geologia Applicata, 1, 49-58.
- CELICO, F. & PISCOPO, V. 1995. Idrodinamica sotterranea e vulnerabilità all'inquinamento delle piane del Sarno e del Solofrana (Campania). Quad. Geol. Appl 2, 407-414.
- CELICO, F., MUSILLI, I. & NACLERIO, G. 2004. The impacts of pasture- and manure-spreading on microbial groundwater quality in carbonate aquifers. Environmental Geology 46(2).

- CELICO, F., NACLERIO, G., BUCCI, A., NERONE, V., CAPUANO, P., CARCIONE, M., ALLOCCA, V. & CELICO, P. 2010. Influence of pyroclastic soil on epikarst formation: a test study in southern Italy. Terra Nova 22(2), 110–115.
- CELICO, P. & DE RISO, R. 1978. Il ruolo della Valle Caudina nella idrogeologia del Casertano e del Sarnese (Campania). Memorie e Note Istituto Geologia Applicata, Facoltà di Ingegneria, Università di Napoli, 1–26.
- CELICO, P. 1983. Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centromeridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania). Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno (4/2), 1–203.
- CELICO, P. 1986. Prospezioni Idrogeologiche I. Liguori, Naples.
- CELICO, P. 1988. Prospezioni Idrogeologiche II. Liguori, Naples.
- CELICO, P. 1990. Ipotesi di captazione delle sorgenti del Gari (Lazio). Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia XXXVIII, 309-326.
- CELICO, P., DE GENNARO, M., FERRERI, M., GHIARA, M., RUSSO, D., STANZIONE, D. & ZENONE, F. 1980. Il margine orientale della Piana Campana: indagini idrogeologiche e geochimiche. Period. Miner. 49, 241–270.
- CELICO, P., MENNELLA, A., PIRO, M., STANZIONE, D. 1991. Interscambi idrici sotterranei nella valle del Solofrana (AV-SA). Atti del I Convegno Nazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, 22-23 ottobre, Gargnano (BS). In "Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente", Suppl. 93, Milano, 307-316.
- CERVI, F., PETRONICI, F., CASTELLARIN, A., MARCACCIO, M., BERTOLINI, A. & BORGATTI, L. 2018. Climate-change potential effects on the hydrological regime of freshwater springs in the Italian Northern Apennines. Science of The Total Environment 622–623, 337–348.
- CHERRY, J.A. & FREEZE, R.A. 1979. Groundwater, Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- CIOFFI, F., CONTICELLO, F., LALL, U., MAROTTA, L. & TELESCA, V. 2017. Large scale climate and rainfall seasonality in a Mediterranean Area: Insights from a non-homogeneous Markov model applied to the Agro-Pontino plain. Hydrological Processes 31(3), 668–686.
- CIVITA, M. & NICOTERA, P. 1969. Idrogeologia della piana del basso Garigliano (Italia meridionale). Memorie e note Ist. Geol. Appl 11.

CIVITA, M. 1975. Criteri di valutazione delle risorse idriche sotterranee in regioni carsiche, Tipolito Bellanca, p.

- CIVITA, M., DE MEDICI, G.B., DE RISO, R., NICOTERA, P. & NOTA, D.E. 1973. Memoria descrittiva della carta idrogeologica della Campania nord-occidentale. Atti II Conv. Int. Acque Sott., Palermo, 1–39.
- CIVITA, M., DE RISO, R. & NICOTERA, P. 1970. Sulla struttura idrogeologica alimentante le sorgenti del Fiume Sarno e le falde pedemontane profonde della parte sud-orientale della Conca Campana. Atti I Conv. Intern. Acque Sott., IAH, Palermo.
- CIVITA, M., OLIVIERO, G., MANZONE, L. & VIGNA, B. 1992. Approcci sinergici nelle ricerche sui sistemi idrogeologici carbonatici del Piemonte meridionale. Atti Conv, Ricerca e Protezione delle Risorse Idriche Sotterranee delle Aree Montuose (1), 53–86.
- CLEUGH, H.A., LEUNING, R., MU, Q. & RUNNING, S.W. 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. Remote Sensing of Environment 106(3), 285–304.
- COTECCHIA, V., CASARANO, D. & POLEMIO, M. 2003. Piovosità e siccità in Italia meridionale tra il 1821 ed il 2001. L'ACQUA (2), 99– 106.
- COURAULT, D., SEGUIN, B. & OLIOSO, A. 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. Irrigation and Drainage systems 19(3–4), 223–249.
- COUTAGNE, A. 1954. Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. La Houille Blanche 40(3), 360-374.
- CULLEN, H.M. & DEMENOCAL, P.B. 2000. North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. International Journal of Climatology 20(8), 853-863.
- CULLEN, H.M., KAPLAN, A., ARKIN, P.A. & DEMENOCAL, P.B. 2002. Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern Climate and Streamflow. Climatic Change 55(3), 315–338.
- DA LIO, C., TOSI, L., ZAMBON, G., VIANELLO, A., BALDIN, G., LORENZETTI, G., MANFÈ, G. & TEATINI, P. 2013. Long-term groundwater dynamics in the coastal confined aquifers of Venice (Italy). Estuarine, Coastal and Shelf Science 135, 248–259.
- DE RISO, R. & DUCCI, D. 1992. Schema idrogeologico dell'Alto Sarno (T. Solofrana-Campania). Geologia Tecnica e Ambientale 3, 29–38. DE VITA, P. & FABBROCINO, S. 2005. L'oscillazione del Nord Atlantico e la variabilit`a pluriennale delle risorse idriche sotterranee negli acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale. Giornale di Geologia Applicata 2, 357–362.
- DE VITA, P. & FABBROCINO, S. 2007. Influence of the North Atlantic Oscillation on the climatic variability and groundwater resources in carbonate aquifers of Southern Italy. Italian Journal of Engineering Geology and Environment 1, 33–48.
- DE VITA, P. & NAPPI, M. 2013. Regional Distribution of Ash-Fall Pyroclastic Soils for Landslide Susceptibility Assessment. In Landslide Science and Practice: Volume 3: Spatial Analysis and Modelling (eds. C. Margottini, P. Canuti, & K. Sassa), pp. 103–109. , Berlin, Heidelberg: Springer.
- DE VITA, P., AGRELLO, D. & AMBROSINO, F. 2006. Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. Journal of Applied Geophysics 59(2), 126– 139.
- DE VITA, P., ALLOCCA, V., MANNA, F. & FABBROCINO, S. 2012. Coupled decadal variability of the North Atlantic Oscillation, regional rainfall and karst spring discharges in the Campania region (southern Italy). Hydrology and Earth System Sciences 16(5), 1389–1399.
- DE VITA, P., VINCENZO, A., FULVIO, C., SILVIA, F., CESARIA, M., GIUSEPPINA, M., ILARIA, M., VINCENZO, P., ROSA, S.A., GIANPIETRO, S., GIUSEPPE, T. & PIETRO, C. 2018. Hydrogeology of continental southern Italy. Journal of Maps 14(2), 230-241.
- DE VRIES, J.J. & SIMMERS, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal 10(1), 5–17. DELIN, G.N., HEALY, R.W., LORENZ, D.L. & NIMMO, J.R. 2007. Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. Journal of Hydrology 334(1), 231–249.
- DESHMUKH, D.S., CHAUBE, U.C., HAILU, A.E., GUDETA, D.A. & KASSA, M.T. 2013. Estimation and comparision of curve numbers based on dynamic land use land cover change, observed rainfall-runoff data and land slope. Journal of Hydrology 492, 89–101.

DI GENNARO, A. 2002. I sistemi di terre della Campania. Carta 1: 250.000 e Legenda.

- DILLON, P. 2005. Future management of aquifer recharge. Hydrogeology Journal 13(1), 313-316.
- DRAGONI, W. & SUKHIJA, B.S. 2008. Climate change and groundwater: a short review. Geological Society, London, Special Publications 288(1), 1–12.
- DRAGONI, W., GIONTELLA, C., MELILLO, M., CAMBI, C., MATTEO, L.D. & VALIGI, D. 2015. Possible response of two water systems in central Italy to climatic changes. T. Moramarco, S. Barbetta, L. Brocca (Eds.), Advances in Watershed Hydrology, Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, CO 80163-0026, USA (2015), pp. 397-424
- DREXLER, J.Z., SNYDER, R.L., SPANO, D. & PAW U, K.T. 2004. A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. Hydrological Processes 18(11), 2071–2101.
- DROGUE, C. 1992. Hydrodynamics of karstic aquifers: Experimental sites in the Mediterranean karst, Southern France. Hydrogeology of Selected Karst Regions 13, 133–149.
- DUBROVSKÝ, M., HAYES, M., DUCE, P., TRNKA, M., SVOBODA, M. & ZARA, P. 2014. Multi-GCM projections of future drought and climate variability indicators for the Mediterranean region. Regional Environmental Change 14(5), 1907–1919.
- DUCCI, D. & TRANFAGLIA, G. 2008. Effects of climate change on groundwater resources in Campania (southern Italy). Geological Society Special Publication 288, 25–38.
- FIORILLO, F. & GUADAGNO, F.M. 2012. Long karst spring discharge time series and droughts occurrence in Southern Italy. Environmental Earth Sciences 65(8), 2273–2283.
- FIORILLO, F. 2009. Spring hydrographs as indicators of droughts in a karst environment. Journal of Hydrology 373(3-4), 290-301.
- FIORILLO, F. 2011. Tank-reservoir drainage as a simulation of the recession limb of karst spring hydrographs. Hydrogeology Journal 19(5), 1009–1019.
- FIORILLO, F. 2013. Spring hydrographs recession and analysis of the Caposele Spring (Southern Italy) during dry periods. Italian Journal of Engineering Geology and Environment 2013, 51–64.
- FUSCO, F. & DE VITA, P. 2017. Hydrological Monitoring of Ash-Fall Pyroclastic Soil Mantled Slopes in Campania (Southern Italy). In Advancing Culture of Living with Landslides (eds. M. Mikoš, Ž. Arbanas, Y. Yin, & K. Sassa), Cham: Springer International Publishing pp. 349–356.
- GARATUZA-PAYAN, J. & WATTS, C.J. 2005. The use of remote sensing for estimating ET of irrigated wheat and cotton in Northwest Mexico. Irrigation and Drainage Systems 19(3), 301.
- GEIGER, R. 1954. Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, Alte Serie, Vol. 3. Springer 603, 607.
- GIORGI, F. & LIONELLO, P. 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. Global and Planetary Change 63(2), 90–104.
- GLENN, E.P., HUETE, A.R., NAGLER, P.L., HIRSCHBOECK, K.K. & BROWN, P. 2007. Integrating Remote Sensing and Ground Methods to Estimate Evapotranspiration. Critical Reviews in Plant Sciences 26(3), 139–168.
- GLICKMAN, T.S. & ZENK, W. 2000. Glossary of meteorology, AMS (American Meteorological Society).
- GOLDSCHEIDER, N. & DREW, D. 2007. Methods in karst hydrogeology, London: Taylor&Francis, 264p.
- GOLDSCHEIDER, N. 2019. A holistic approach to groundwater protection and ecosystem services in karst terrains. Carbonates and Evaporites 34(4), 1241–1249.
- GREATBATCH, R.J. 2000. The North Atlantic Oscillation. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment 14(4), 213–242.
- GRÜTZMACHER, G. & SAJIL KUMAR, P.J. 2012. Introduction to Managed Aquifer Recharge (MAR) Overview of schemes and settings world wide.
- GUYENNON, N., ROMANO, E. & PORTOGHESE, I. 2016. Long-term climate sensitivity of an integrated water supply system: The role of irrigation. Science of The Total Environment 565, 68–81.
- GUYENNON, N., SALERNO, F., PORTOGHESE, I. & ROMANO, E. 2017. Climate Change Adaptation in a Mediterranean Semi-Arid Catchment: Testing Managed Aquifer Recharge and Increased Surface Reservoir Capacity. Water 9(9), 689.
- HARTMANN, A., GLEESON, T., WADA, Y. & WAGENER, T. 2017. Enhanced groundwater recharge rates and altered recharge sensitivity to climate variability through subsurface heterogeneity. Proceedings of the National Academy of Sciences 114(11), 2842–2847.
- HASANEAN, H.M. 2004. Wintertime surface temperature in Egypt in relation to the associated atmospheric circulation. International Journal of Climatology 24(8), 985–999.
- HEALY, R.W. & COOK, P.G. 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal 10(1), 91-109.
- HEGG CH. 2005. Der wald als filter fur trinkwasser. Reduktion der luftsschadstoff und vorsichtige Waldwirtschaft notig Neue Zur. Ztg., 211: 61.
- HENDERSON-SELLERS, A. & ROBINSON, P.J. 1896. Contemporary Climatology. John Wiley & Sons.
- HENDERSON-SELLERS, A. & ROBINSON, P.J. 1986. Contemporary climatology, London; New York: Longman Scientific & Technical; Wiley.
- HENDRICKX, J.M. & FLURY, M. 2001. Uniform and preferential flow mechanisms in the vadose zone. Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone, 149–187.
- HEPPNER, C.S. & NIMMO, J.R. 2005. A computer program for predicting recharge with a master recession curve, US Geological Survey Washington, USA, p.
- HEPPNER, C.S., NIMMO, J.R., FOLMAR, G.J., GBUREK, W.J. & RISSER, D.W. 2007. Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. Hydrogeology Journal 15(5), 915–927.
- HERTIG, E., SEUBERT, S., PAXIAN, A., VOGT, G., PAETH, H. & JACOBEIT, J. 2013. Changes of total versus extreme precipitation and dry periods until the end of the twenty-first century: statistical assessments for the Mediterranean area. Theoretical and Applied Climatology 111(1), 1-20.

- HORVAT, B. & RUBINIC, J. 2006. Annual runoff estimation an example of karstic aquifers in the transboundary region of Croatia and Slovenia. Hydrological sciences journal 51(2), 314–324.
- HOUGHTON, J.T., JENKINS, G.J. & EPHRAUMS, J.J. EDS. 1990. IPCC, 1990: Climate Change, The IPPC Scientific Assessment, UK: Cambridge University Press, 414p.

HOUGHTON, J.T., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P.J., XIAOSU, D., DING, Y. & GRIGGS, D.J. EDS. 2001. IPCC, 2001: The scientific basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (ICCP), UK: Cambridge University Press.

HOUZE JR., R.A. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. Reviews of Geophysics 50(1).

HUDSON, G. & WACKERNAGEL, H. 1994. Mapping temperature using kriging with external drift: Theory and an example from scotland. International Journal of Climatology 14(1), 77-91.

HUNTINGTON, T.G. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. Journal of Hydrology 319(1), 83– 95.

HURRELL, J.W. & VAN LOON, H. 1997. Decadal Variations in Climate Associated with the North Atlantic Oscillation. In Climatic Change at High Elevation Sites (eds. H. F. Diaz, M. Beniston, & R. S. Bradley), pp. 69–94. , Dordrecht: Springer Netherlands.

HURRELL, J.W. 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. Science 269(5224), 676–679.

HURRELL, J.W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G. & VISBECK, M. 2003. The North Atlantic Oscillation.

JACKSON, T.J. 2002. Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. Hydrogeology Journal 10(1), 40–51.

JASROTIA, A.S., KUMAR, R. & SARAF, A.K. 2007. Delineation of groundwater recharge sites using integrated remote sensing and GIS in Jammu district, India. International Journal of Remote Sensing 28(22), 5019–5036.

JEANNIN, P.-Y. & SAUTE, M. 1998. Analysis of karst hydrodynamic behaviour using global approaches: a review. (16), 18.

JORGENSEN, D.G. & ROSENSHEIN, J.S. 1987. Naming aquifers.

KARABÖRK, M.Ç., KAHYA, E. & KARACA, M. 2005. The influences of the Southern and North Atlantic Oscillations on climatic surface variables in Turkey. Hydrological Processes 19(6), 1185–1211.

- KIRÁLY, L. 1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques: annotations par l'auteur. Hydrogeology of karstic terrains (Hydrogéologie des terrains karstiques) International Union of geological sciences, 53– 67.
- KIRALY, L. 2002. Karstification and Groundwater Flow. Evolution of karst: from prekarst to cessation, Postojna-Ljubljana, edited by: Gabrovsek, F., Zalozba ZRC, Ljubljana, Slovenia, 155–190.

KLIMCHOUK, A. & FORD, D. 2000. Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. In Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers, pp. 45–53.

KLIMCHOUK, A. 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 2(1), 1–13.

KOPPEN, W. 1936. Das geographische system der klimat. Handbuch der klimatologie, 46.

KÜÇÜK, M., KAHYA, E., CENGIZ, T.M. & KARACA, M. 2009. North Atlantic Oscillation influences on Turkish lake levels. Hydrological Processes 23(6), 893–906.

KUSTAS, W.P., FRENCH, A.N., HATFIELD, J.L., JACKSON, T.J., MORAN, M.S., RANGO, A., RITCHIE, J.C. & SCHMUGGE, T.J. 2003. Remote Sensing Research in Hydrometeorology. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 69(6), 631–646.

LANEY, R.L. & DAVIDSON, C.B. 1986. Aquifer-nomenclature guidelines, US Geological Survey.

LIONELLO, P., ABRANTES, F., GACIC, M., PLANTON, S., TRIGO, R. & ULBRICH, U. 2014. The climate of the Mediterranean region: research progress and climate change impacts. Regional Environmental Change 14(5), 1679–1684.

LO VECCHIO, G. & NANNI, T. 1995. The atmospheric temperature in Italy during the last one hundred years and its relationships with solar output. Theoretical and Applied Climatology 51(3), 159–165.

LÓPEZ-MORENO, J.I., BEGUERÍA, S., VICENTE-SERRANO, S.M. & GARCÍA-RUIZ, J.M. 2007. Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Iberia: Precipitation, streamflow anomalies, and reservoir management strategies. Water Resources Research 43(9).

LORENZ, D.L. & DELIN, G.N. 2007. A Regression Model to Estimate Regional Ground Water Recharge. Groundwater 45(2), 196-208.

LORENZO-LACRUZ, J., VICENTE-SERRANO, S.M., LÓPEZ-MORENO, J.I., GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C. & MORÁN-TEJEDA, E. 2011. The response of Iberian rivers to the North Atlantic Oscillation. Hydrology and Earth System Sciences 15(8), 2581–2597.

MAILLET 1905. Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale. Nature 72(1854), 25–26.

MANGIN, A. 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Ann. Spéléol. (29; 29; 30), 283-332; 495-601; 21-124.

MANNA, F., ALLOCCA, V., DE VITA, P., FUSCO, F. & NAPOLITANO, E. 2013b. Groundwater recharge assessment in karst aquifers of southern Apennines (Italy). Rendiconti Online Società Geologica Italiana 24, 202–204.

MANNA, F., ALLOCCA, V., FUSCO, F., NAPOLITANO, E. & DE VITA, P. 2013a. Effect of the North Atlantic Oscillation on groundwater recharge in karst aquifers of the Cilento Geopark (Italy). Rendiconti Online Società Geologica Italiana 28, 106–109.

MANNA, F., NIMMO, J.R., ALLOCCA, V. & DE VITA, P. 2015. Recharge in karst aquifers: From regional to local and annual to episodic scale. RENDICONTI ONLINE SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA 35, 196–199.

MARIANI, S., BRACA, G., ROMANO, E., LASTORIA, B. & BUSSETTINI, M. 2018. Linee Guida sugli Indicatori di Siccità e Scarsità Idrica da utilizzare nelle attività degli Osservatori Permanenti per gli Utilizzi Idrici-Stato Attuale e Prospettive Future. no. July.

MASCIOPINTO, C. & LISO, I.S. 2015. Impact of climate change on sea level rise and on groundwater availability. 17, 14238.

MASSEI, N., LAIGNEL, B., MESQUITA, J., MOTELAY, A., DELOFFRE, J. & LAFITE, R. 2009. Long-term hydrological changes of the Seine river discharge, France. 11, 12951.

MAXEY, G.B. 1964. Hydrostratigraphic units. Journal of Hydrology 2(2), 124-129.

- MAZZARELLA, A. & SCAFETTA, N. 2012. Evidences for a quasi 60-year North Atlantic Oscillation since 1700 and its meaning for global climate change. Theoretical and Applied Climatology 107(3), 599–609.
- MAZZARELLA, A. 1999. Multifractal Dynamic Rainfall Processes in Italy. Theoretical and Applied Climatology 63(1), 73-78.
- MCCABE, M.F. & WOOD, E.F. 2006. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. Remote Sensing of Environment 105(4), 271–285.
- MEINZER, O.E. 1923. Outline of ground-water hydrology.
- MESSERSCHMID, C., SAUTER, M. & LANGE, J. 2020. Field-based estimation and modelling of distributed groundwater recharge in a Mediterranean karst catchment, Wadi Natuf, West Bank. Hydrology and Earth System Sciences 24(2), 887–917.
- MISHRA, A.K. & SINGH, V.P. 2010. A review of drought concepts. Journal of hydrology 391(1-2), 202-216.
- MISSTEAR, B.D. 2000. Groundwater recharge assessment: a key component of river basin management. In National Hydrology Seminar, pp. 51–58.
- MONTEITH, J.L. 1965. Evaporation and environment. Symposia of the Society for Experimental Biology 19, 205-234.
- MORÁN-TEJEDA, E., IGNACIO, L.-M., ANTONIO, C.-B. & M, V.-S.S. 2011. Evaluating Duero's basin (Spain) response to the NAO phases: spatial and seasonal variability. Hydrological Processes 25(8), 1313–1326.
- MU, Q. & ZHAO, M. 2011. Running improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. Remote Sensing of Environment 115(8), 1781–1800.
- MU, Q., HEINSCH, F.A., ZHAO, M. & RUNNING, S.W. 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. Remote Sensing of Environment 111(4), 519–536.
- MUDARRA, M., HARTMANN, A. & ANDREO, B. 2019. Combining experimental methods and modeling to quantify the complex recharge behavior of karst aquifers. Water Resources Research 55(2), 1384–1404.
- NACLERIO, G., NERONE, V., BUCCI, A., ALLOCCA, V. & CELICO, F. 2009. Role of organic matter and clay fraction on migration of Escherichia coli cells through pyroclastic soils, southern Italy. Colloids and Surfaces B: Biointerfaces 72(1), 57–61.
- NACLERIO, G., PETRELLA, E., NERONE, V., ALLOCCA, V., DE VITA, P. & CELICO, F. 2008. Influence of topsoil of pyroclastic origin on microbial contamination of groundwater in fractured carbonate aquifers. Hydrogeology Journal 16(6), 1057–1064.
- NACLERIO, G., PETRELLA, E., NERONE, V., ALLOCCA, V., DE VITA, P. & CELICO, F. 2008. Influence of topsoil of pyroclastic origin on microbial contamination of groundwater in fractured carbonate aquifers. Hydrogeology Journal 16(6), 1057–1064.
- NDEHEDEHE, C., AWANGE, J., AGUTU, N., KUHN, M. & HECK, B. 2016. Understanding changes in terrestrial water storage over West Africa between 2002 and 2014. Advances in Water Resources 88, 211–230.

NEALE, C.M.U., JAYANTHI, H. & WRIGHT, J.L. 2005. Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing. Irrigation and Drainage Systems 19(3), 321–336.

- NICOLOSI, V., CANCELLIERE, A. & ROSSI, G. 2009. Reducing risk of shortages due to drought in water supply systems using genetic algorithms. Irrigation and Drainage: The journal of the International Commission on Irrigation and Drainage 58(2), 171–188.
- NICOTERA, P. & CIVITA, M. 1969. Ricerche idrogeologiche per la realizzazione delle opere di presa delle sorgenti Mercato e Palazzo in Sarno (Campania). Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli 13.
- NIMMO, J.R., HOROWITZ, C. & MITCHELL, L. 2015. Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. Groundwater 53(2), 282–292.
- NIRAULA, R., MEIXNER, T., AJAMI, H., RODELL, M., GOCHIS, D. & CASTRO, C.L. 2017. Comparing potential recharge estimates from three Land Surface Models across the western US. Journal of Hydrology 545, 410–423.
- NRCS, U. 2004. National engineering handbook: part 630 hydrology. USDA Soil Conservation Service: Washington, DC, USA.
- OKONKWO, C. 2014. An Advanced Review of the Relationships between Sahel Precipitation and Climate Indices: A Wavelet Approach. International Journal of Atmospheric Sciences 2014.
- OVERGAARD, J., ROSBJERG, D. & BUTTS, M.B. 2006. Land-surface modelling in hydrological perspective a review. Biogeosciences 3(2), 229–241.
- OWEN, D.E. 1987. Commentary; Usage of stratigraphic terminology in papers, illustrations and talks. Journal of Sedimentary Research 57(2), 363–372.
- PACHAURI, R.K. & REISINGER, A. EDS. 2007. IPCC, 2007: Climate Change, Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland, 104p.
- PATACCA, E. & SCANDONE, P. 2007. Geology of the Southern Apennines. Bollettino- Societa Geologica Italiana 7, 75-112.
- PENMAN, H.L. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences 193(1032), 120–145.
- PETRELLA, E., CAPUANO, P. & CELICO, F. 2007. Unusual behaviour of epikarst in the Acqua dei Faggi carbonate aquifer (Southern Italy). Terra Nova 19(1), 82–88.
- PETRELLA, E., CAPUANO, P. & CELICO, F. 2007. Unusual behaviour of epikarst in the Acqua dei Faggi carbonate aquifer (Southern Italy). Terra Nova 19(1), 82–88.
- PETRELLA, E., FALASCA, A. & CELICO, F. 2008. Natural-gradient tracer experiments in epikarst: a test study in the Acqua dei Faggi experimental site, southern Italy. Geofluids 8(3), 159–166.
- PIRAS, M., MASCARO, G., DEIDDA, R. & VIVONI, E.R. 2014. Quantification of hydrologic impacts of climate change in a Mediterranean basin in Sardinia, Italy, through high-resolution simulations. Hydrology and Earth System Sciences 18(12), 5201–5217.
- POKORNÁ, L. & HUTH, R. 2015. Climate impacts of the NAO are sensitive to how the NAO is defined. Theoretical and Applied Climatology 119(3), 639–652.
- POLEMIO, M. & CASARANO, D. 2008. Climate change, drought and groundwater availability in southern Italy. Geological Society, London, Special Publications 288(1), 39–51.
- RANA, G. & KATERJI, N. 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. European Journal of Agronomy 13(2), 125–153.

- RÎMBU, N., BORONEANȚ, C., BUȚĂ, C. & DIMA, M. 2002. Decadal variability of the Danube river flow in the lower basin and its relation with the North Atlantic Oscillation. International Journal of Climatology 22(10), 1169–1179.
- RISSER, D.W., GBUREK, W.J. & FOLMAR, G.J. 2005. Comparison of methods for estimating ground-water recharge and base flow at a
- small watershed underlain by fractured bedrock in the eastern United States, US Department of the Interior, US Geological Survey, p. RODRÍGUEZ-PUEBLA, C. & NIETO, S. 2010. Trends of precipitation over the Iberian Peninsula and the North Atlantic Oscillation under climate change conditions. International Journal of Climatology 30(12), 1807–1815.
- RODRIGUEZ-PUEBLA, C., ENCINAS, A.H., NIETO, S. & GARMENDIA, J. 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. International Journal of Climatology 18(3), 299–316.

ROE, G.H. 2005. Orographic Precipitation. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 33(1), 645-671.

ROMANO, E., GUYENNON, N., DEL BON, A., PETRANGELI, A.B. & PREZIOSI, E. 2017. Robust method to quantify the risk of shortage for water supply systems. Journal of Hydrologic Engineering 22(8), 04017021.

ROMANO, E., GUYENNON, N., DURO, A., GIORDANO, R., PETRANGELI, A.B., PORTOGHESE, I. & SALERNO, F. 2018. A Stakeholder Oriented Modelling Framework for the Early Detection of Shortage in Water Supply Systems. Water 10(6), 762.

ROSSI, G. & CANCELLIERE, A. 2013. Managing drought risk in water supply systems in Europe: a review. International Journal of Water Resources Development 29(2), 272–289.

ROSSI, G., CASTIGLIONE, L. & BONACCORSO, B. 2007. Guidelines for planning and implementing drought mitigation measures. In Methods and tools for drought analysis and management, pp. 325–347, Springer.

- ROSSI, G., NICOLOSI, V. & CANCELLIERE, A. 2011. Operational drought management via risk-based conjunctive use of water. In Proceedings of XIVth IWRA congress, Porto de Galinhas, Recife, Brasil, September.
- RUGGIERI, G., ALLOCCA, V., BORFECCHIA, F., CUSANO, D., MARSIGLIA, P. & DE VITA, P. 2021. Testing Evapotranspiration Estimates Based on MODIS Satellite Data in the Assessment of the Groundwater Recharge of Karst Aquifers in Southern Italy. Water 13(2), 118.
- RUTLEDGE, A.T. 1998. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean groundwater recharge and discharge from streamflow records: Update, US Department of the Interior, US Geological Survey.
- SÁNCHEZ-LÓPEZ, G., HERNÁNDEZ, A., PLA-RABES, S., TORO, M., GRANADOS, I., SIGRÓ, J., TRIGO, R.M., RUBIO-INGLÉS, M.J., CAMARERO, L., VALERO-GARCÉS, B. & GIRALT, S. 2015. The effects of the NAO on the ice phenology of Spanish alpine lakes. Climatic Change 130(2), 101–113.
- SANTO, A., LIGUORI, M., AQUINO, S. & GALASSO, M. 1998. Problemi di geologia ambientale nei polje appenninici: l'esempio della Piana di Forino (Campania). Il Quaternario 11(2), 233–245.
- SANTO, A., PRETE, S. & I., G. 2008. Nuove ipotesi sulla formazione dei piping sinkhole in aree alluvionali: il caso della piana di Forino (Avellino, Campania). 21, 395–408.
- SANTORO, M. 1970. Sull'applicabilità della formula di Turc per il calcolo della evapotraspirazione effettiva. In I International Conference on Groundwater, I.A.H., Palermo.

SCHMIDT, G., BENÍTEZ, J.J. & BENÍTEZ, C. 2012. Document: Working definitions of Water scarcity and Drought.

- SCHMUGGE, T.J., KUSTAS, W.P., RITCHIE, J.C., JACKSON, T.J. & RANGO, A. 2002. Remote sensing in hydrology. Advances in Water Resources 25(8), 1367–1385.
- SCHOLZ, D., FRISIA, S., BORSATO, A., SPÖTL, C., FOHLMEISTER, J., MUDELSEE, M., MIORANDI, R. & MANGINI, A. 2012. Holocene climate variability in north-eastern Italy: potential influence of the NAO and solar activity recorded by speleothem data. Climate of the Past 8(4), 1367–1383.
- SCHULTZ, G.A. & ENGMAN, E.T. 2012. Remote Sensing in Hydrology and Water Management, Springer Science & Business Media, 651p.

SCROCCA, D. 2010. Southern Apennines: structural setting and tectonic evolution. Journal of the Virtual Explorer 36(13), 1-24.

- SHERIDAN, S.C. 2003. North American weather-type frequency and teleconnection indices. International Journal of Climatology 23(1), 27-45.
- STEENHUIS, T.S. & VAN DER MOLEN, W.H. 1986. The Thornthwaite-Mather procedure as a simple engineering method to predict recharge. Journal of Hydrology 84(3–4), 221–229.
- SZILÁGYI, J., KOVÁCS, Á. & JÓZSA, J. 2012. Remote-Sensing Based Groundwater Recharge Estimates in the Danube-Tisza Sand Plateau Region of Hungary. Journal of Hydrology and Hydromechanics 60(1), 64–72.
- THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.R. 1951. The role of evapotranspiration in climate. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B 3(1), 16–39.

THORNTHWAITE, C.W. & MATHER, J.R. 1955. The water balance. Publ. Climatology-Drexel Inst. of Tech., Lab. of Clim 8(1), 104.

TOOTLE, G.A., PIECHOTA, T.C. & SINGH, A. 2005. Coupled oceanic-atmospheric variability and U.S. streamflow. Water Resources Research 41(12).

- TRIGO, R.M., POZO-VÁZQUEZ, D., OSBORN, T.J., CASTRO-DÍEZ, Y., GÁMIZ-FORTIS, S. & ESTEBAN-PARRA, M.J. 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. International Journal of Climatology 24(8), 925–944.
- TUFANO, R., ALLOCCA, V., CODA, S., CUSANO, D., FUSCO, F., NICODEMO, F., PIZZOLANTE, A. & DE VITA, P. 2020. Groundwater vulnerability of principal aquifers of the Campania region (southern Italy). Journal of Maps 16(2), 565–576.
- TURC, L. 1954. Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'éecolument. Annales Agronomiques (5), 491– 595.
- TÜRKEŞ, M. & ERLAT, E. 2005. Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2001. Theoretical and Applied Climatology 81(1), 45–69.
- TWEED, S.O., LEBLANC, M., WEBB, J.A. & LUBCZYNSKI, M.W. 2007. Remote sensing and GIS for mapping groundwater recharge and discharge areas in salinity prone catchments, southeastern Australia. Hydrogeology Journal 15(1), 75–96.

- USDA 1986. Urban Hydrology for Small Watersheds, U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Engineering Division, p. 114.
- UVO, C.B. 2003. Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic oscillation. International Journal of Climatology 23(10), 1185–1194.
- VICENTE-SERRANO, S.M. & TRIGO, R.M. 2011. Hydrological, Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region, Springer Science & Business Media, 240p.
- VIOLA, F., FRANCIPANE, A., CARACCIOLO, D., PUMO, D., LA LOGGIA, G. & NOTO, L.V. 2016. Co-evolution of hydrological components under climate change scenarios in the Mediterranean area. Science of The Total Environment 544, 515–524.
- VITALE, S. & CIARCIA, S. 2018. Tectono-stratigraphic setting of the Campania region (southern Italy). Journal of Maps 14(2), 9-21.
- VUGLINSKI, V. S. 1972. Methods for the study of laws for the distribution of precipitation in mediu-high mountains (illustrated by the Vitim River Basin), Distribution of precipitation in Mountainous Areas, WMO Publ., 326, 212–221.
- W. LUBCZYNSKI, M. & GURWIN, J. 2005. Integration of various data sources for transient groundwater modeling with spatio-temporally variable fluxes Sardon study case, Spain. Journal of Hydrology 306(1), 71–96.
- WALKER, D., PARKIN, G., SCHMITTER, P., GOWING, J., TILAHUN, S.A., HAILE, A.T. & YIMAM, A.Y. 2019. Insights from a multimethod recharge estimation comparison study. Groundwater 57(2), 245–258.
- WALKER, G.T. & BLISS, E.W. 1932. World Weather. V, Memories of the Royal Meteorological Society 4, 53-84.
- WALKER, G.T. 1924. Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather. Mem. Indian Meteorol. Dep. 24, 275–332.
- WALTER, M.T., WILKS, D.S., PARLANGE, J.-Y. & SCHNEIDER, R.L. 2004. Increasing Evapotranspiration from the Conterminous United States. Journal of Hydrometeorology 5(3), 405–408.
- WANG, H., KGOTLHANG, L. & KINZELBACH, W. 2008. Using Remote Sensing Data to Model Groundwater Recharge Potential in Kanye Region, Botswana. In International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, pp. 751–756. 21st ISPRS Congress, ISPRS.
- WANNER, H., BRÖNNIMANN, S., CASTY, C., GYALISTRAS, D., LUTERBACHER, J., SCHMUTZ, C., STEPHENSON, D.B. & XOPLAKI, E. 2001. North Atlantic Oscillation Concepts And Studies. Surveys in Geophysics 22(4), 321–381.
- WHITE, W.B. 1969. Conceptual models for carbonate aquifer. Ground Water (7), 15-21.
- WILHITE, D. 2000. Chapter 1 Drought as a Natural Hazard: Concepts and Definitions. Drought Mitigation Center Faculty Publications.
- WILHITE, D.A. & GLANTZ, M.H. 1985. Understanding: the drought phenomenon: the role of definitions. Water international 10(3), 111–120.

Ringraziamenti

Partendo ancor prima dell'inizio del percorso di dottorato di ricerca, voglio ringraziare i miei relatori di tesi triennale e magistrale, la prof.ssa Alessandra Ascione e il prof. Domenico Calcaterra, insieme ai correlatori, il dott. Andrea Genito e il prof. Diego di Martire, perché hanno permesso ad una giovane ed ingenua studentessa universitaria di intraprendere due interessanti e stimolanti "avventure". Tutti loro hanno creduto, spingendo anche me a farlo, nelle mie capacità e, quindi, contribuito a raggiungere i brillanti risultati che ho ottenuto nel corso della mia carriera universitaria. Grazie, perché sebbene da lontano, anche negli ultimi trentanove mesi ho sentito sempre il vostro sostegno.

Professionalmente, ho poi condiviso gli ultimi tre anni con i tutors, il prof. Vincenzo Allocca e il prof. Pantaleone De Vita. A loro va la mia sincera gratitudine per avermi accompagnato durante il corso di dottorato ed insegnato a conoscere e ad approcciarmi al mondo della ricerca scientifica. Grazie per avermi guidata, anche per avermi ripresa, grazie per avermi invogliata a fare e dare sempre di più ma anche per avermi supportata e consolata nei momenti più difficili.

Grazie, soprattutto per i preziosi insegnamenti datimi sull'idrogeologia e per aver ottenuto, insieme, gli splendidi e soddisfacenti risultati illustrati in questa tesi di dottorato.

Grazie alla costante interazione e all'estrema disponibilità del co-tutor universitario, il prof. Diego Di Martire, del co-tutor universitario estero (*G*³⁶⁰ *Institute for Groundwater Research, College of Engineering and Physical Sciences, University of Guelph, Guelph*), il dott. Ferdinando Manna e dei tutors e collaboratori aziendali della G.O.R.I S.p.A. Tutti voi avete contribuito alla riuscita di questo lavoro di tesi.

Un grazie alle referee, la prof.ssa Daniela Valigi e la prof.ssa Emma Petrella, i vostri preziosi consigli e suggerimenti hanno consentito di migliorare il mio lavoro di tesi.

It's my pleasure ringraziare tutti i miei colleghi ma soprattutto compagni di viaggio, insieme abbiamo condiviso momenti di gioia e grande soddisfazione ma anche momenti di "crisi mistiche" ed esistenziali. Grazie per avermi sopportata e supportata, nel bene e nel male, sempre.

Grazie anche a chi ha vissuto questo mio percorso dall'esterno: alla mia famiglia, il mio caposaldo, sempre pronto a supportarmi e difendermi; alle mie amiche e ad i miei amici, per la vostra presenza e vicinanza, al vostro sostegno morale, grazie per aver sempre creduto in me, per avermi sempre spronato a dare il meglio e spinto ad essere me stessa.

Dulcis in fundo, grazie a me. Brava Palmi!