

Corso di Laurea in Fisica

Tecniche di spettroscopia gamma e di telerilevamento di dati SAR Sentinel-1 per la stima del contenuto d'acqua del suolo in agricoltura di precisione

Relatore:

Prof. Fabio Mantovani

Laureanda: Martina Natali

Correlatrice:

Dott.ssa Virginia Strati

# Ringraziamenti

Il mio grazie più sentito a

Fabio Mantovani, Virginia Strati, Kassandra Raptis e tutti gli altri ragazzi del gruppo, Elisa, mio fratello, mia nonna, mia madre, mio padre, Liuk, Mirch, Bidese, Maicol, Illi, Rigo, Sara, Aurora, Adriana, Noemi, Arianna, per tutto.

# <u>Sommario</u>

Introduzione			
1 Elementi di pedologia 6			
1.1 Caratteristiche dei suoli6			
1.2 Car	ratterizzazione fisica dei suoli11		
1.2.1	Contenuto d'acqua12		
1.2.2	Descrizione del metodo gravimetrico15		
1.3 Inq	uadramento del campo studiato16		
2 Spettros	scopia gamma per la radioattività naturale19		
2.1 Tip	i di decadimento19		
2.1.1	Legge del decadimento radioattivo21		
2.1.2	La radioattività naturale23		
2.2 Riv	elatori per la spettroscopia gamma26		
2.2.1	Interazione radiazione materia26		
2.2.2	Rivelatori a scintillazione		
2.2.3	Lo spettro gamma		
2.3 Stu	idio del contenuto d'acqua del suolo attraverso la spettroscopia gamma40		
2.3.1	La sorgente studiata: il 40 <i>K</i> 40		
2.3.2	Sito investigato e setup sperimentale41		
2.3.3	Calcolo del contenuto d'acqua45		
3 Telerilev	vamento satellitare		
3.1 Pri	ncipi fisici del telerilevamento 48		
3.2 Ser	nsori satellitari		
3.2.1	Tipi di sensori		
3.2.2	Radar satellitari e antenne ad apertura sintentica (SAR)64		
3.3 Imi	magini da sensori SLAR74		
3.4 I satelliti Sentinel-1			
4 Analisi c	lei dati e risultati		

4	.1	Pre-processing del PDGS		
4	.2	Prod	cessing	39
4	.3	Dati	analizzati	94
4	.4	Ana	lisi dei dati10	22
	4.4.	1	Area di studio10	22
	4.4.	2	Boxplot di Tukey	25
	4.4.	3	Relazione tra coefficiente di backscattering ( $\sigma 0$ ) e contenuto d'acqua del suc	olo
(SWC)			116	
	4.4.	4	Studi sui dati	24
5	Conclusioni 1		26	
6	Bibliografia133		31	

## Introduzione

I cambiamenti climatici in atto ai giorni nostri in tutto il pianeta stanno modificando in modo imprevedibile la portata e la frequenza delle piogge e degli eventi metereologici estremi, quali siccità ed inondazioni, che pregiudicano la disponibilità e la qualità della risorsa idrica disponibile per l'agricoltura. Per rispondere a questi eventi è sempre più auspicabile lo sviluppo di tecniche innovative che permettano il monitoraggio dello stato idrico dei suoli agricoli con un'alta risoluzione temporale e spaziale. La conoscenza in *real time* e continua del contenuto d'acqua nel suolo in un terreno coltivato è un elemento imprescindibile per la pianificazione delle irrigazioni e l'uso razionale dell'acqua che garantisca al tempo stesso il risparmio idrico e la riuscita ottimale del raccolto. Questi sono gli obiettivi dell'agricoltura di precisione, una strategia gestionale dell'agricoltura finalizzata all'ottimizzazione delle risorse: per poter ottenere questo risultato è spesso necessario impiegare conoscenze trasversali, che si collocano sulle frontiere tra le diverse scienze.

Il lavoro di questa Tesi si inserisce in questo contesto ed è stato sviluppato nell'ambito del progetto POSITIVE, finanziato dalla Regione Emilia-Romagna, a cui partecipa l'Università di Ferrara e che prevede di rendere disponibili su scala regionale indici di interesse agronomico ricavabili da diverse metodologie di misura in campo e da satellite.

L'obiettivo principale di questa Tesi consiste nello studio della relazione i dati ottenuti dalle immagini satellitari dei satelliti Sentinel-1 dell'ESA (*European Space Agency*) e i dati sul contenuto d'acqua del suolo ottenuti *in situ* con l'uso di un rivelatore per la spettroscopia gamma. Lo studio è stato effettuato su un campo agricolo sperimentale gestito dal Consorzio CER (Canale Emiliano Romagnolo) nei pressi di Budrio (BO) e copre tre differenti periodi degli anni 2017 e 2020 durante i quali il sito si trovava privo di copertura vegetativa. Nel campo è stata installata una stazione di spettroscopia gamma dotata di un rivelatore a scintillazione Nal(TI) da 1 L alimentata da un pannello solare e in grado di fornire le informazioni sul contenuto d'acqua proveniente da un'area circolare di raggio di circa 25 m e di profondità di circa 25 cm.

Le immagini prodotte dai due satelliti coprono aree molto vaste (circa 250 x 400 km) con un'alta risoluzione spaziale (mediamente 20 m x 20 m), ma necessitano di punti di controllo a terra per la calibrazione e validazione degli indicatori di umidità del suolo estrapolati dalle osservazioni di backscattering. Al momento attuale la maggior parte degli studi sul contenuto d'acqua del suolo a partire da dati satellitari sfruttano misure a terra puntuali dal punto di vista spaziale e temporale, e caratterizzate da alti costi in termini economici e di tempo necessario per effettuare le misure. L'utilizzo delle informazioni del contenuto d'acqua ottenutale con la stazione gamma risponde a queste esigenze, permettendo il monitoraggio continuo del contenuto d'acqua da remoto, a un basso costo energetico e di manutenzione.

4

Il primo capitolo di questo lavoro di Tesi si concentrerà sulle definizioni di suolo e di contenuto d'acqua. A differenza della roccia, il suolo è un sistema formato da parti sia organiche che inorganiche, in fase solida, liquida o gassosa, le quali si influenzano a vicenda determinando l'evoluzione nel tempo dell'ambiente e la sua capacità di trattenere l'acqua. Questo capitolo è propedeutico alla comprensione dei termini tecnici, delle grandezze utilizzate e dei concetti ripresi nei capitoli successivi.

Nel secondo capitolo saranno riportate le nozioni base della spettroscopia gamma per la rivelazione della radioattività naturale e l'applicazione di questa tecnica di misura allo studio del contenuto d'acqua del suolo. In un suolo agricolo sono naturalmente presenti radionuclidi, come ad esempio il <sup>40</sup>K, la cui concentrazione può essere considerata costante nel tempo ed omogenea a scala di campo. Poiché la presenza d'acqua nel suolo è responsabile dell'attenuazione dei fotoni gamma emessi, alla variazione nel tempo del segnale di <sup>40</sup>K acquisito da un rivelatore installato permanentemente in un campo è possibile associare una variazione del contenuto d'acqua del suolo.

Il terzo capitolo fornirà le basi teoriche del telerilevamento satellitare, definisce il linguaggio specifico utilizzato in tale ambito e le grandezze studiate. In particolar modo ci si focalizzerà sul coefficiente di backscattering radar e sul funzionamento e le modalità di acquisizione specifiche delle antenne montate sui satelliti Sentinel-1 A e Sentinel-1 B. I due satelliti, infatti, sono dotati di un'antenna radar (*Radio Detection And Ranging*) ad apertura sintetica (SAR, *Synthetic Aperture Radar*), operante nella banda C di frequenze nelle microonde (~ 5 GHz).

I risultati più originali di questo lavoro di Tesi saranno riportati nel quarto capitolo in cui verranno descritte le fasi del processamento delle immagini satellitari tramite il software ufficiale SNAP (*Sentinel Application Platform*). Inoltre, verranno riportati i risultati ottenuti dalle analisi dei e gli studi effettuati su di essi per determinare la relazione tra il coefficiente di backscattering e il contenuto d'acqua misurato *in situ* con la stazione gamma.

# 1 Elementi di pedologia

Il suolo è un sistema complesso che rappresenta la parte più superficiale della crosta terrestre e sul quale l'agricoltura si svolge da quando ha avuto inizio: la sua formazione è mediata dal tempo e influenzata da fattori abiotici come la geomorfologia, il materiale parentale e il clima e biotici come l'azione degli organismi. La pedologia è una branca della geologia che si occupa dello studio dei suoli e della loro classificazione.

Uno sforzo classificatorio è evidente già negli agronomi latini<sup>1</sup> e nelle loro fonti greche, tuttavia l'inizio dello studio sistematico dei suoli e la creazione di una vera e propria tassonomia avvennero solo a partire dalla seconda metà del XIX sec., in Russia, spronati da anni di siccità che stavano mettendo a rischio le immense distese di cereali della steppa. In seguito, negli anni Venti del secolo scorso, negli Stati Uniti si ebbero tempeste di sabbia catastrofiche, dovute allo sfruttamento eccessivo di terreni predesertici: dall'investimento scientifico seguito a fronte dell'emergenza nacque la celebre tassonomia USDA.

In questo capitolo verrà presentata una breve descrizione della classificazione dei suoli agricoli e della loro caratterizzazione dal punto di vista fisico, che sia funzionale a comprendere come si determina il contenuto d'acqua di un suolo e quali sono i metodi atti a misurarlo a cui si farà riferimento nei capitoli successivi.

## 1.1 Caratteristiche dei suoli

Il suolo è un sistema eterogeneo, formato da particelle organiche e inorganiche in fase solida, liquida e gassosa.

Le componenti inorganiche solide sono frammenti del materiale parentale, costituito dalle rocce e dai minerali a partire dai quali si è formato il suolo. Si può definire come roccia ogni aggregato naturale, solido e compatto, di uno o più minerali, mentre un minerale è un solido anch'esso naturale, che però presenta una composizione chimica ben definita: può essere costituito da un solo elemento o da un composto. A livello molecolare, gli atomi e le molecole che lo costituiscono sono disposti secondo una struttura geometrica che si ripete uguale in tutto il minerale e prende il nome di reticolo cristallino.

Il materiale parentale viene disgregato, asportato e alterato chimicamente a causa di fattori come le variazioni di temperatura, le precipitazioni, il vento e l'azione degli organismi. I frammenti

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> De re rustica, Lucio Giunio Moderato Columella (4 – 70 d.C.): l'opera è redatta in prosa con un taglio sorprendentemente analitico e pragmatico, che tocca tutte le mansioni dell'agricoltore dalla scelta della coltura più adatta per il suolo in uso, la semina, la raccolta, la vendita. Fino al XVIII secolo è stato il testo di agronomia più usato.

che si sono originati in tal modo sono chiamati sedimenti. L'accumulo di sedimenti di varie dimensioni e composizione chimica non è sufficiente, da solo, per la formazione di un suolo: è necessario infatti che sia presente anche del materiale organico.

La componente organica della fase solida è costituita da resti vegetali e animali a vari stadi di decomposizione e da organismi vivi. Un ruolo fondamentale è rivestito dai microorganismi come batteri e funghi, che possono decomporre del tutto la sostanza organica in molecole inorganiche, oppure creare humus, un insieme di composti organici complessi che non subiscono più decomposizione. Grazie a questo processo il suolo viene arricchito di elementi che non potrebbero derivare dalla semplice degradazione dei minerali. I composti organici e inorganici liberati dalla decomposizione sono fondamentali per il sostentamento degli organismi animali e vegetali che vivono nel suolo, così come lo è l'acqua. Quest'ultima è contenuta soprattutto nella materia vegetale decomposta, e ne rappresenta tra il 60% e il 90% della massa totale. La frazione organica di suolo in genere è compresa tra l'1% e il 6% della massa totale, anche se è possibile incontrare i cosiddetti suoli organici, nei quali si attesta attorno al 12-18% con casi estremi che arrivano anche al 90%.

Gli spazi tra le particelle solide, organiche e inorganiche, sono i pori, i quali vengono riempiti totalmente o parzialmente da composti in fase liquida e gassosa.

La fase liquida è data da una soluzione acquosa di composti derivanti dai vari processi precedentemente descritti. Tra gli ioni principali che si trovano in soluzione vi sono Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, che grazie al trasporto operato dall'acqua, possono essere assorbiti dalle piante. La fase gassosa è costituita prevalentemente da N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, vapore acqueo, CO<sub>2</sub> e altri gas in tracce. In un suolo la percentuale di volume occupata dalle componenti nelle diverse fasi può variare molto, soprattutto tra fase liquida e fase gassosa, ma in media il 50% è occupato da materia solida, di cui un 5% di parte organica, e il restante 50% si divide equamente tra gas e liquidi.

Una delle caratteristiche più importanti per la descrizione di un suolo è la granulometria dei sedimenti, ossia il diametro dei granuli solidi inorganici. È possibile classificare i diversi tipi di sedimento secondo classi granulometriche, che sono definite da limite superiore e uno inferiore di diametro. Esistono diversi standard utilizzati in pedologia e agronomia, ma tutti presentano come classi principali l'argilla, il limo, la sabbia e la ghiaia, in ordine crescente di diametro. Due tra le classificazioni più utilizzate sono quelle proposte dal Dipartimento di Agricoltura degli Stati Uniti (USDA) e dall'Unione Internazionale delle Scienze del Suolo (IUSS), le cui classi granulometriche sono riportate in Tabella 1.1. Classificare i sedimenti permette di determinare la tessitura del suolo, che è data dalla percentuale sulla massa totale di un campione di suolo di ciascun tipo di sedimento.

La ghiaia è il sedimento con i granuli di diametro maggiore, superiore a 2 mm nella maggior parte delle classificazioni. Di solito la percentuale in massa della ghiaia viene considerata separatamente dai sedimenti più fini nella determinazione della tessitura: per questo non compare, ad esempio, nel diagramma presentato in Figura 1.1. La ghiaia le stesse caratteristiche chimiche del materiale parentale da cui proviene, poiché si forma direttamente per erosione o degradazione meccanica di rocce e minerali. Lo stesso si può dire per la sabbia, che però oltre a sedimenti rocciosi comprende anche granuli di origine chimica, come i sali, o biologica, come scheletri e gusci di animali.

Il limo può derivare da processi di erosione meccanici oppure chimici, ed è composto prevalentemente da minerali come quarzo e feldspati. I feldspati e il quarzo sono i minerali più abbondanti sulla crosta terrestre. Fanno parte dei silicati, che sono caratterizzati dalla presenza del gruppo tetraedrico (SiO<sub>4</sub>)<sup>4-</sup>, con un atomo di silicio al centro di un tetraedro, ai cui vertici vi sono 4 atomi di ossigeno. In particolare, sono tettosilicati, ovvero minerali silicati con una struttura geometrica tridimensionale dovuta alla condivisione di tutti gli atomi di ossigeno. Nei feldspati, il silicio è sostituito in percentuale più o meno alte dall'alluminio e da altri elementi, mentre il quarzo è silice pura, ossia ossido di silicio SiO<sub>2</sub>.

L'argilla è il sedimento più fine e deriva da processi chimici e biologici. È costituita prevalentemente da minerali fillosilicati, nei quali i tetraedri si legano formando strati paralleli collegati da forze intermolecolari.

Tabella 1.1 - Comparazione dei limiti delle classi granulometriche USDA (United States Department of Agriculture) e IUSS (International Union of Soil Sciences). Nell'indicazione dei limiti fanno eccezione ghiaia e argilla, che comprendono tutti i sedimenti di diametro rispettivamente <u>superiore</u> e <u>inferiore</u> al valore indicato. Il *backslash* presente in alcune celle sta ad indicare che la classe granulometrica non è presente nella classificazione corrispondente.

Classe particelle	Diametro minimo – diametro massimo (mm)		
	USDA	IUSS	
Ghiaia	> 2		
Sabbia molto grossa	1-2	١	
Sabbia grossa	0.5 – 1	0.2 – 2	
Sabbia media	0.25 – 0.5	\	
Sabbia fine	0.1-0.25	0.02 - 2	
Sabbia molto fine	0.05 - 0.1	١	
Limo	0.002 - 0.05	0.002 - 0.02	
Argilla	< 0.002		

# **Soil Textural Triangle**



Figura 1.1 – Diagramma ternario che permette di determinare la tessitura di un suolo, secondo USDA. Questo tipo di diagramma è usato per sistemi descritti da tre variabili la cui somma è costante. Sui lati del quadrato sono riportate le percentuali di argilla (*clay*), limo (*silt*) e sabbia (*sand*). La lettura del diagramma avviene in questo modo: si consideri un vertice del triangolo e la grandezza che in tal punto è al 100%. A questo punto si traccino delle linee parallele al lato opposto al vertice considerato: queste linee corrisponderanno ad un massimo del 100%, sul vertice, e ad un minimo dello 0% in corrispondenza del lato opposto (nel grafico la visualizzazione è semplificata dall'orientazione parallela alle linee dei numeri percentuali corrispondenti). Dopo aver determinato le percentuali in massa dei sedimenti nel campione, si tracciano le linee opportune e la loro intersezione fornisce la tessitura definita dalla classificazione usata. Per chiarire i termini riportati, *loam* viene usato per l'agricoltura. Gli aggettivi *silty, sandy, clay, loamy* (limoso, sabbioso, argilloso, franco) indicano tracce di un altro sedimento oltre a quello in percentuale preponderante.

La tessitura del suolo e il suo contenuto d'acqua e di sostanza organica variano scendendo in profondità: si possono individuare diversi strati, detti orizzonti, la cui successione definisce il profilo del suolo. Così come descritto nello schema di Figura 1.2, gli orizzonti principali sono:

- Orizzonte O: è lo strato più superficiale, ricco di sostanza organica indecomposta. Nel suolo agricolo è di solito assente a causa delle lavorazioni.
- Orizzonte A: è composto da humus, ovvero la sostanza organica decomposta, e materiale inorganico.

- Orizzonte E: è caratterizzato dalla perdita di minerali a causa del trasporto verso il basso operato dall'acqua.
- Orizzonte B: è ricco di argille e minerali provenienti dagli orizzonti soprastanti.
- Orizzonte C: è formato dai frammenti del materiale parentale.
- Orizzonte R: roccia madre, ovvero materiale parentale rimasto in profondità sotto al suolo.



Figura 1.2 – Una rappresentazione artistica del suolo con la suddivisione degli strati nei diversi orizzonti. In particolare, l'orizzonte E viene definito "zona di eluviazione (*eluviation*) e trasporto (*leaching*)", ovvero di alterazione chimica operata dall'acqua, che sottrae i minerali solubili e li deposita successivamente nell'orizzonte B, con un processo chiamato "illuviazione" (*illuviation*).

### 1.2 Caratterizzazione fisica dei suoli

La prima grandezza necessaria per caratterizzare un suolo è la sua densità. Si definisce densità reale  $\rho_S$  (*true density*) il rapporto tra la massa delle componenti solide  $M_S$  ed il volume occupate da queste  $V_S$ :

$$\rho_S = \frac{M_S}{V_S} \tag{1}$$

Nella maggior parte dei suoli minerali  $\rho_S$  ha valori che corrispondono a circa la densità del quarzo (2600-2700 kg/m<sup>3</sup>), e possono diminuire in presenza di componente organica.

Per definire la densità della componente solida si può utilizzare anche la densità apparente, o *bulk density*,  $\rho_b$ , che è data dal rapporto tra la massa della parte solida  $M_s$  di un campione e il suo volume totale  $V_t$ , che comprende anche i pori.

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_t} \tag{2}$$

Questa grandezza si misura sfruttando il metodo gravimetrico, che consiste nel porre il campione a 105 °C per circa 24 ore, per eliminare tutta l'acqua contenuta nei pori. In tal modo si può misurare la massa delle sole particelle solide rimaste. Il valore della densità apparente è sempre inferiore a quello della densità reale: per un suolo il cui volume è occupato dal 50% da materia solida e dal restante 50% da pori, la densità apparente sarà circa la metà della densità reale, ovvero 1300-1350 kg/m<sup>3</sup>.

Il volume dei pori può essere occupato da gas e acqua, ma non tutti i pori possono ospitare entrambe le fasi. A seconda della loro dimensione e dei collegamenti tra gli uni e gli altri, i pori si possono suddividere in:

- spazi vuoti fra di loro interconnessi e di dimensioni sufficientemente grandi da consentire la libera circolazione dell'acqua;
- spazi vuoti fra di loro comunicanti ma di dimensioni così piccole da non poter di fatto essere attraversati da un flusso d'acqua, e perciò non interconnessi; possono comunque ospitare acqua, per via della capillarità, ma questa rimane bloccata nel poro;
- spazi vuoti fra di loro non intercomunicanti.

A seconda del tipo considerato, la porzione di volume occupata rispetto al totale definisce diverse grandezze. La porosità totale  $p_t$  è data dal rapporto tra il volume di tutti i pori di un campione  $V_p$  e il volume totale  $V_t$ , e si esprime come una percentuale o un rapporto volume su volume:

$$p_t = \frac{V_p}{V_t} \tag{3}$$

Se si considerano i soli pori interconnessi, tra i quali può fluire l'acqua, la percentuale del loro volume  $V_e$  rispetto al volume totale del campione  $V_t$  definisce la porosità efficace  $p_e$ ,

$$p_e = \frac{V_e}{V_t} \tag{4}$$

Sedimenti molto fini, come argilla e limo, tendono a far diminuire la dimensione dei pori, mentre sedimenti con granuli di diametro maggiore creano pori di maggiore dimensione. Al diminuire della dimensione dei pori diventa più difficoltoso lo scorrimento dell'acqua. Suoli o loro orizzonti con un'alta percentuale in massa di argilla avranno una porosità efficace più bassa di altri strati che hanno la stessa percentuale di massa, ad esempio, di sabbia. Uno schema semplificato della struttura porosa del suolo è riportato in Figura 1.3.



Figura 1.3 – Rappresentazione schematica dei vari tipi di pori nel suolo. Le aree marroni rappresentano i granuli solidi. Alle diverse tonalità di azzurro corrispondono rispettivamente a: (1) pori interconnessi, (2) pori non interconnessi, in cui è presente acqua che non può scorrere, (3) pori non comunicanti. Autore: G. Bernagozzi, licenza http://creativecommons.org/licenses/by-nd/2.5/it/.

## 1.2.1 Contenuto d'acqua

L'acqua, nel suolo, si presenta come una soluzione di sali e minerali fondamentali per la crescita delle piante e dei microorganismi. Essa può fluire tra gli spazi interconnessi, venire assorbita dalle piante oppure essere drenata dal suolo e scendere in profondità. Non tutta l'acqua però, è disponibile per l'assorbimento e la circolazione. Si possono distinguere infatti tre modi in cui l'acqua si presenta all'interno del suolo:

 Acqua igroscopica: è vapore acqueo legato strettamente alla materia solida per via delle forze intermolecolari, non può scorrere e viene poco assorbita dalle piante;

- Acqua gravitazionale: è tutta l'acqua che viene rimossa dal suolo per la sola azione della gravità; in genere il drenaggio avviene abbastanza rapidamente da rendere difficile l'assorbimento di questo tipo d'acqua da parte delle piante;
- Acqua capillare: è l'acqua che rimane dopo che l'acqua gravitazionale è stata drenata del tutto. L'acqua capillare rappresenta la vera e propria fase liquida del suolo ed è quella maggiormente disponibile per l'assorbimento da parte delle piante.

La quantità d'acqua presente nel suolo, in tutte le sue forme, è definita dalla misura del contenuto d'acqua. Se si prende in considerazione il volume totale di un campione di suolo, si può determinare il suo contenuto d'acqua volumetrico  $\theta$ , ovvero il rapporto tra il volume dell'acqua contenuta  $V_a$  e il volume totale del campione  $V_t$ ,

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} \tag{5}$$

Il contenuto d'acqua volumetrico si esprime come un rapporto volume su volume oppure una percentuale. In altri casi è più utile sfruttare un rapporto in massa tra le componenti solide e liquide, come per esempio nel corso di una misura della massa della parte solida con il metodo gravimetrico. In tal caso si determina il contenuto d'acqua gravimetrico w, ovvero il rapporto tra la massa d'acqua  $M_a$  (rimossa dall'evaporazione) e la massa della parte solida  $M_s$ ,

$$w = \frac{M_a}{M_s} \tag{6}$$

Anche questa grandezza si può esprimere in termini percentuali o come rapporto massa su massa.

Si può stabilire una relazione funzionale tra il contenuto d'acqua gravimetrico w, quello volumetrico  $\theta$  e la *bulk density*  $\rho_b$  del campione, tenendo conto anche della densità dell'acqua  $\rho_a$ . Usando le equazioni (2), (5), (6), di cui si mantiene la simbologia, si ha

٦*٨* 

$$\theta = \frac{V_a}{V_t} = \frac{M_a/\rho_a}{M_s/\rho_b} = \frac{M_a}{M_s} * \frac{\rho_b}{\rho_a} = w \frac{\rho_b}{\rho_a}$$
(7)

Il contenuto d'acqua nel suolo non basta a definire se la fase liquida è disponibile per l'assorbimento da parte delle piante. È necessario infatti correlare il contenuto d'acqua al modo in cui si presenta l'acqua nel suolo. Quando vi è acqua gravitazionale, non ancora drenata, il suolo è saturo. La saturazione *s* è data dal rapporto tra il volume occupato dall'acqua  $V_a$  e quello totale dei pori  $V_p$ ,

$$s = \frac{V_a}{V_p} \tag{8}$$

Si può mettere in relazione la saturazione *s* con il contenuto d'acqua volumetrico  $\theta$  e la porosità totale  $p_t$ , utilizzando le equazioni (8),(7),(3):

$$s = \frac{V_a}{V_t * p_t} = \frac{\theta}{p_t} \tag{9}$$

A questo punto si può definire la percentuale di saturazione del terreno in un certo istante semplicemente conoscendone il contenuto d'acqua.

L'acqua gravitazionale col passare del tempo viene drenata. Ciò che rimane è acqua capillare, che può essere assorbita dalle piante. Il contenuto d'acqua del suolo, a questo punto, corrisponde alla capacità idrica di campo  $\theta_{FC}$ , dove FC sta per *field capacity*, che è la differenza tra la porosità totale e quella efficace,  $\theta_{FC} = p_t - p_e$ .

Se viene rimossa altra acqua dal suolo, per via di fattori ambientali o dell'assorbimento delle piante, il contenuto d'acqua diminuisce ancora. Il contenuto d'acqua corrispondente alla sola acqua igroscopica è definito punto di appassimento  $\theta_{WC}$  (%,  $m^3/m^3$ ), per la ragione che le piante in queste condizioni non possono assorbire acqua e finiscono per appassire. La differenza tra il punto di appassimento e la capacità idrica corrisponde al contenuto d'acqua volumetrico disponibile per l'assorbimento da parte delle piante.

I valori della capacità idrica di campo e del punto di appassimento possono essere calcolati teoricamente, e sono fissati per ogni diversa tessitura del terreno. Si possono trovare tabulati sui manuali di pedologia, idrogeologia e agronomia. In Figura 1.4 si trovano i grafici delle curve determinate da tali valori.



Figura 1.4 – Grafici delle curve teoriche della capacità di campo (*Field Capacity*) e del punto di appassimento (*Wilting Point*), rispetto alla tessitura del suolo. Le due grandezze hanno le dimensioni di un contenuto d'acqua volumetrico (*Water %*), riportato sull'asse delle ordinate, e sono correlate alle diverse tessiture secondo la classificazione USDA, sull'asse delle ascisse. È da evidenziare che la percentuale massima del contenuto d'acqua arriva sotto al 45%. Nella costruzione di questo grafico si è tenuto conto che la porosità massima fosse al 45%, che è un valore vicino alla media dei suoli (50% di volume dei pori, 50% di volume della parte solida). Valutando l'andamento delle curve, si deduce, ad esempio, che un suolo sabbioso ha una bassa capacità di trattenere l'acqua. La differenza tra punto di appassimento e capacità di campo infatti, è solo del 5%: solo questa porzione di volume del campo nel suo complesso è rappresentata da acqua che può essere assorbita dalle piante.

### 1.2.2 Descrizione del metodo gravimetrico

Il metodo gravimetrico fornisce una misura del contenuto d'acqua di un campione di suolo. È importante dotarsi degli strumenti necessari, quindi organizzare una griglia di punti di campionamento (eventualmente georeferenziata con un GPS) in base alla conformazione del sito e decidere gli intervalli di profondità nei quali verranno raccolti i campioni. È necessario possedere una bilancia di precisione, un forno, sacchetti a chiusura ermetica etichettati per i campioni di suolo, palette per prelevare i campioni in campo. I sacchetti vanno etichettati e pesati a priori, per determinare la tara della misura. Una volta in campo, si scelgono punti preferibilmente su suolo nudo, e si raccolgono solo i campioni carotati che non contengono parti di vegetazione o detriti che non siano indicativi per le caratteristiche del suolo nel suo complesso.

Se si programmano più indagini gravimetriche su diverse giornate, è bene eseguirle nella stessa fascia oraria, tenendo anche conto della distanza temporale da eventi piovosi o di irrigazione.

I campioni raccolti vanno pesati e successivamente inseriti in un forno a 105 °C e lasciati asciugare per circa 24 ore. Passato questo tempo, li si pesa nuovamente quando saranno a temperatura ambiente e il contenuto d'acqua gravimetrico si calcola semplicemente con l'equazione 3. Il metodo gravimetrico fornisce risultati molto precisi, ma presenta come svantaggi la distruzione dei campioni utilizzati, e il lungo tempo di esecuzione.



## 1.3 Inquadramento del campo studiato

Figura 1.5 - Uno screenshot di Google Earth che inquadra il campo di Budrio. Sui lati della figura sono riportate le coordinate geografiche. In alto a sinistra, in un riquadro separato, vi è la posizione geografica del bolognese su una carta politica muta. Sono riportate le posizioni della stazione gamma  $\gamma$  e della stazione meteorologica w, distanti 4 m circa l'una dall'altra. La stazione gamma si trova a circa 34 m dal lato NE del campo e a circa 14 metri dal lato SE.

Il campo oggetto di studio è situato a Budrio, in provincia di Bologna: si tratta una porzione rettangolare di suolo agricolo di dimensioni 108 x 40 m e orientato NE-SW (Figura 1.5), dedicato nell'anno 2017 (anno durante il quale si sono svolti i primi studi sull'area) alla coltivazione dei pomodori, e nel 2020 alla coltivazione di mais; il terreno è gestito dal centro di ricerca Acqua Campus del CER (Canale Emiliano Romagnolo).

La misura della densità apparente  $\rho_b$  del suolo è stata effettuata su campioni nel range di profondità 0-20 cm, ed è risultata pari a  $\rho_b = 1.345 \ g/cm^3$ .

La composizione del suolo è stata analizzata raccogliendo dei campioni in condizioni di suolo nudo, nei range di profondità 0-30 cm e 30-60 cm. L'analisi granulometrica ha evidenziato una composizione pressoché uniforme nei due range di profondità, identificando la tessitura del suolo come limo sabbioso (*sandy loam*) secondo la classificazione USDA: i risultati sono riportati in Tabella 1.2. È stata analizzata anche la composizione chimica del suolo, e i risultati sono riportati in Tabella 1.3.

Profondità (cm)		0-30	30 - 60
	Sabbia	65	66
Contenuto	Limo	19	18
granulometrico (%)	Argilla	16	16
Tessitura		Sandy loam	Sandy loam
Contenuto materia organica (%)		1.26	1.13

Tabella 1.2 - Nella tabella sono riportate le percentuali in massa dei sedimenti in due diversi campioni di suolo. Tre sono le classi granulometriche specificate, misurate su due intervalli di profondità consecutivi e di uguale ampiezza. La tessitura è stata determinata secondo la classificazione USDA, con un grafico come quello riportato in Figura 1.1. È riportato anche il contenuto di materia organica per completezza. Le misure sono state effettuate dal laboratorio Agri-Bio-Eco Laboratori Riuniri srl.

Composto	Percentuale in massa (%)
SiO <sub>2</sub>	55.720 <u>±</u> 0.552
LOI	$11.804 \pm 0.542$
$Al_2O_3$	$11.734 \pm 0.050$
CaO	9.618 ± 0.081
$Fe_2O_3$	$4.348 \pm 0.116$
MgO	$2.844 \pm 0.038$
<i>K</i> <sub>2</sub> <i>O</i>	$2.080 \pm 0.039$
Na <sub>2</sub> 0	$0.958 \pm 0.031$
$TiO_2$	$0.510 \pm 0.014$
$P_2O_5$	$0.272 \pm 0.033$
Mn0	$0.118\pm0.004$

Tabella 1.3 – In tabella è riportata la percentuale della massa di ciascun composto rispetto alla massa totale della parte solida del campione. La voce LOI (*Loss On Ignition*) corrisponde ad elementi come acqua, anidride carbonica e particelle organiche. La massa di questi composti viene determinata facendoli evaporare ad alte temperature.

## 2 Spettroscopia gamma per la radioattività naturale

La radioattività è un fenomeno naturale che avviene quando un nuclide instabile raggiunge spontaneamente una condizione di maggiore equilibrio, emettendo radiazione sottoforma di fotoni e/o altre particelle.

I nuclidi che decadono radioattivamente possono essere naturali o artificiali e sono presenti nell'ambiente che ci circonda. Essi vengono detti anche sorgenti radioattive o radionuclidi. La spettroscopia gamma studia le sorgenti che decadono emettendo fotoni e permette di quantificare il numero dei decadimenti nell'unità di tempo, ovvero l'attività della sorgente, la sua massa per un dato campione e l'energia dei fotoni.

Nella prima parte di questo capitolo viene descritta la natura dei processi di decadimento radioattivo e le leggi fisiche che lo descrivono. Subito dopo si analizzano i principi di funzionamento e le caratteristiche degli strumenti utilizzati in questo progetto. Nell'ultima parte del capitolo si descrive l'applicazione della spettroscopia gamma allo studio del contenuto d'acqua nei suoli.

#### 2.1 Tipi di decadimento

Il decadimento radioattivo è un processo esoenergetico che comporta un'emissione di energia sottoforma di radiazione o particelle. L'energia disponibile per il decadimento è il Q-valore o *Q-value*, *Q*. Questo valore nei decadimenti nucleari è la differenza tra le energie dei prodotti finali e quelle delle particelle coinvolte inizialmente, date dal prodotto delle rispettive masse  $M_f$  e  $M_i$  per il quadrato della velocità della luce *c*:

$$Q = \left(M_i - M_f\right)c^2 \tag{10}$$

Quando il *Q-value* è positivo il processo è esoenergetico e avviene spontaneamente. Al contrario, se risulta negativo è necessario fornire una quantità di energia per far avvenire il processo, e in questo caso si parla di decadimento indotto.

I tipi principali di decadimento con emissione di particelle sono:

- decadimento β<sup>-</sup>: si ha l'emissione di un elettrone e di un antineutrino elettronico a seguito del decadimento di un neutrone in un protone;
- decadimento β<sup>+</sup>: si ha l'emissione di un positrone e di un neutrino elettronico a seguito del decadimento di un protone in un neutrone. Il positrone generalmente si annichila con un elettrone producendo due fotoni ciascuno di energia 511 keV;
- cattura elettronica (CE): processo concorrente al decadimento  $\beta^+$ . Un elettrone atomico viene catturato da un protone nel nucleo, con formazione di un neutrone ed

emissione di un neutrino. A questo punto segue il riarrangiamento degli elettroni per colmare la lacuna lasciata dalla cattura. Le transizioni tra i diversi livelli energetici portano all'emissione di raggi X ed elettroni Auger; è importante sottolineare che lo spettro X o Auger è caratteristico del nuclide figlio, in quanto avviene successivamente alla cattura elettronica.

- decadimento α: il nucleo emette un nucleo di <sup>4</sup><sub>2</sub>He (particella alfa) perdendo 2 neutroni e 2 protoni;
- fissione spontanea: processo che avviene per i nuclidi più pesanti, che si disintegrano in più prodotti, tipicamente due nuclei figli, eventuali neutroni ed energia residua.

A differenza dei decadimenti che provocano l'emissione di particelle, l'emissione di raggi gamma (fotoni) è dovuta alla diseccitazione del nucleo, perciò non comporta variazioni nel numero di nucleoni. Le bande energetiche di protoni e neutroni nel nucleo sono discrete e separate da bande proibite, come per gli elettroni nei gusci atomici. Per questo lo spettro di emissione gamma è discreto e caratteristico di ciascun nuclide. Quando un nucleone si sposta da uno stato eccitato ad uno di energia inferiore, emette un fotone di energia pari alla differenza tra le energie dei due stati. Lo stato eccitato di un nucleo viene definito stato isomerico, oppure metastabile, e la transizione conseguente è detta transizione isomerica.

Due processi che possono avvenire al posto dell'emissione gamma nella diseccitazione del nucleo sono la produzione di coppie elettrone-positrone e la conversione interna. Quest'ultimo processo consiste nel trasferimento dell'energia disponibile nel nucleo ad un elettrone atomico, che viene quindi liberato. Lo spettro X e gli elettroni Auger conseguenti sono, a differenza della cattura elettronica, caratteristici del nuclide iniziale, poiché non c'è stata alcuna variazione tra i nucleoni.

Le informazioni sulla stabilità o instabilità dei nuclidi si trovano in una carta dei nuclidi, o carta di Segré, come quella di Figura 2.1. Nelle carte di questo tipo vengono riportati il numero di protoni e di neutroni e il tipo di decadimento per ciascun radionuclide. Osservando la carta si può notare che il rapporto N/Z tra il numero di neutroni e di protoni nei nuclidi stabili non è costante: per nuclei leggeri (con un basso numero di nucleoni) è quasi uguale a 1, mentre aumenta per i nuclei più pesanti. L'eccesso dei neutroni è infatti necessario per compensare la forza di repulsione elettrostatica tra i protoni. L'elemento stabile con il più alto numero atomico (numero di protoni) è il  $^{208}_{92}Pb$ , il cui numero di protoni e neutroni è un cosiddetto "numero magico". I numeri magici sono 6, 14, 28, 50, 82, 126, valgono sia per Z che per N e sono associati a configurazioni nucleari particolarmente stabili.



Figura 2.1 – Carta di Segré di tutti i nuclidi conosciuti ordinati in base al numero di neutroni N (asse y) e al numero atomico Z (asse x). La legenda permette di correlare i vari tipi di decadimento ai colori della carta. Sugli assi sono indicati i numeri magici.

#### 2.1.1 Legge del decadimento radioattivo

Un nuclide instabile prima o poi decadrà. Il processo è puramente statistico, perciò non è possibile determinare quando avverrà, ma solo conoscere la media dei decadimenti avvenuti in un dato intervallo di tempo. Si definisce attività A di una sorgente ad un certo istante di tempo t il numero di decadimenti al secondo, che è proporzionale al numero dei radionuclidi presenti allo stesso istante N(t), attraverso una costante di proporzionalità che è la costante di decadimento  $\lambda$ . L'attività A(t) è anche proporzionale alla derivata nel tempo del numero dei radionuclidi dN(t).

$$A(t) = \lambda N(t) \propto \frac{dN(t)}{dt}$$
(11)

La costante di decadimento  $\lambda$  ha le dimensioni del reciproco di un tempo,  $s^{-1}$ . L'attività si misura in *Bequerels* (Bq), ovvero numero di decadimenti al secondo. Si usa spesso anche l'attività specifica,  $A_s$ , ovvero il rapporto tra l'attività A(t) e la massa totale della sorgente m(t), ad uno stesso istante:

$$A_s = \frac{A(t)}{m(t)} = \frac{\lambda N(t)}{N(t)} \frac{N_A}{M} = cost.$$
(12)

Nell'equazione si è sfruttata la proporzionalità tra la massa m e il numero di radionuclidi N(t)moltiplicato per la massa di ciascun nuclide, che è ottenuta dal rapporto tra il numero di Avogadro  $N_A$  e la massa molare M. L'attività specifica viene misurata in Bq/kg.

Alla costante di decadimento sono legate altre grandezze utilizzate nella caratterizzazione dei radionuclidi: la vita media  $\tau$  è l'intervallo di tempo che deve trascorrere a partire dall'istante iniziale affinché il numero di atomi sia ridotto di un fattore e ed è data dal reciproco della costante di decadimento:

$$\tau = \lambda^{-1} \tag{13}$$

L'equazione differenziale (11) si può risolvere per trovare la funzione che descrive il numero di radionuclidi N(t) al tempo t, noti il numero di radionuclidi iniziali  $N_0$  e la costante di decadimento  $\lambda$ . Questa legge è data dall'equazione (14) ed è di tipo esponenziale.

$$\frac{dN(t)}{N(t)} = -\lambda \, dt \to \int_{N_0}^N \frac{dN(t)}{N(t)} = -\int_0^t \lambda \, dt \to \ln \frac{N(t)}{N_0} = -\lambda t \quad \downarrow$$
$$\to N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \tag{14}$$

A partire dalla relazione (14) si può definire anche il tempo di dimezzamento, o emivita,  $t_{1/2}$ . Questo è il tempo necessario affinché il numero iniziale di radionuclidi  $N_0$  si sia ridotto della metà, ovvero  $N/N_0 = 1/2$ . La relazione tra l'emivita e la costante di decadimento è data dall'equazione (15).

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{N}{N_0} \rightarrow \lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}}$$
(15)

Alcuni radionuclidi decadono in nuclidi a loro volta radioattivi, dando origine ad una serie o catena di decadimento. Il primo nuclide della serie è detto progenitore, e i suoi prodotti di decadimento sono detti nuclidi figli. La catena prosegue con decadimenti successivi e si arresta quando il decadimento porta ad un elemento stabile.

Nel caso delle serie di decadimento, l'attività di un nuclide può dipendere da quella del suo progenitore. Una condizione importante è quella in cui l'attività di ciascun figlio della serie è uguale a quella del progenitore, ovvero vengono prodotti tanti nuclidi figli quanti quelli che decadono. In tal caso la coppia padre-figlio si trova nella condizione di equilibrio secolare. Affinché questo avvenga è necessario che la vita media del progenitore sia molto maggiore di quella del nuclide figlio. Siano  $P(t) = P \ e \ D(t) = D$  il numero di nuclidi progenitori e figli ad un certo istante e  $\lambda_P$ ,  $\lambda_D$  le loro costanti di decadimento. I progenitori decadono, aumentando il numero dei nuclidi figli, i quali poi decadono a loro volta. La derivata nel tempo del numero dei figli, D', è in ogni istante uguale alla differenza tra l'attività dei progenitori e quella dei figli:

$$\frac{dD}{dt} = D' = \lambda_P P - \lambda_D D \tag{16}$$

Risolvendo l'equazione differenziale si ottiene l'espressione (17), dove il pedice 0 indica la popolazione al tempo iniziale t = 0.

$$D = \frac{P_0 \lambda_P}{\lambda_D - \lambda_P} \left( e^{-\lambda_P t} - e^{-\lambda_D t} \right) + D_0 e^{-\lambda_D t}$$
(17)

Dopo un tempo molto maggiore dell'emivita del nucleo figlio, che è inversamente proporzionale alla sua costante di decadimento,  $t_{1/2,D} \propto 1/\lambda_D$ , i termini esponenziali che dipendono da  $\lambda_D t$  tendono a zero e l'equazione si riduce a:

$$\lim_{t \gg 1/\lambda_D} D/P = \lambda_P / (\lambda_D - \lambda_P)$$
(18)

Se inoltre la costante di decadimento del nucleo padre è molto minore di quella del nucleo figlio, ovvero la sua vita media è molto maggiore, si ottiene che l'attività del nuclide figlio  $A_D$  è la stessa del nuclide progenitore  $A_P$ :

$$\frac{\lambda_D D}{\lambda_P P} = \frac{A_D}{A_P} = \frac{\lambda_D}{\lambda_D - \lambda_P} \rightarrow \lim_{\lambda_D \gg \lambda_P} \frac{A_D}{A_P} = 1$$
(19)

Queste considerazioni si possono applicare in successione a tutti i nuclidi della serie, considerati a due a due. L'attività di tutti i nuclidi figli risulta uguale all'attività del progenitore, e questa è la condizione di equilibrio secolare.

In un sistema isolato l'equilibrio secolare si mantiene, ma se il sistema viene alterato può rompersi. Questo avviene quando il numero di radionuclidi intermedi viene modificato da agenti esterni: in questo caso infatti l'uguaglianza espressa dall'equazione (16) non è più valida.

#### 2.1.2 La radioattività naturale

I radionuclidi possono essere naturali o artificiali. Quelli artificiali (ad esempio  ${}^{3}H$ ,  ${}^{137}Cs$ ,  ${}^{244}Pu$ ) vengono prodotti nelle esplosioni nucleari, nelle collisioni tra particelle che avvengono negli acceleratori e nei processi di fissione all'interno di reattori nucleari. I radionuclidi naturali si distinguono in base alla loro origine: possono essere primordiali (come  ${}^{238}U$ ,  ${}^{235}U$ ,  ${}^{232}Th \in {}^{40}K$ ), ovvero originatisi al tempo della formazione del Sistema Solare, o cosmogenici (come il  ${}^{7}Be$  o il  ${}^{14}C$ ),

che si formano in continuazione dal bombardamento di raggi cosmici subìto dai nuclei stabili in atmosfera.

Sulla crosta terrestre e all'interno della Terra le sorgenti radioattive sono rappresentate da quegli elementi primordiali che possiedono vite medie abbastanza lunghe da giustificare la loro attuale esistenza. Quando si parla di radioattività naturale, ci si riferisce a queste sorgenti. A seconda del loro tipo di decadimento e delle loro proprietà chimiche le tecniche che vengono impiegate per studiare le sorgenti sono diverse.

La spettroscopia gamma, in particolare, indaga quei radionuclidi che presentano delle emissioni gamma nel loro processo di decadimento. Tra questi, quelli che vengono studiati abitualmente sono  $^{238}U$ ,  $^{232}Th \in ^{40}K$ , tre radionuclidi primordiali. Nella Tabella 2.1 sono riportati diversi dati relativi a queste sorgenti. È importante evidenziare che la presenza nella crosta terrestre dei tre radionuclidi è dovuta al fatto che le loro emivite sono dello stesso ordine di grandezza della vita del nostro pianeta, che è stimata attorno ai 4.5 x 10<sup>9</sup> anni.

Nuclide	Abbondanza isotopica (%)	Tempo di dimezzamento, t <sub>1/2</sub> (anni)	Attività specifica media nella crosta terrestre, A <sub>S</sub> (Bq/kg)	Abbondanza nella crosta terrestre (ppm)
<sup>238</sup> U	99.275	4.47 x 10 <sup>9</sup>	30	2.7
<sup>232</sup> Th	100	1.41 x 10 <sup>10</sup>	40	9.6
<sup>40</sup> K	0.012	1.28 x 10 <sup>9</sup>	720	20000

Tabella 2.1 – Radionuclidi primordiali. L'abbondanza isotopica è data come la frazione percentuale rappresentata dall'isotopo rispetto al totale degli atomi dell'elemento chimico in natura. L'uranio possiede anche i radioisotopi naturali <sup>234</sup>U e <sup>235</sup>U, con abbondanze isotopiche rispettivamente dello 0.005% e del 0.720%. Il potassio possiede due isotopi stabili, <sup>39</sup>K e <sup>41</sup>K, con abbondanze isotopiche del 93.26% e del 6.73% rispettivamente. L'abbondanza nella crosta terrestre è data in *ppm*, che sta per "parti per milione" ed è un'unità di misura adimensionale dei rapporti massa su massa. In unità del sistema internazionale, 1 ppm corrisponde a 1 mg/kg, ovvero 1 mg della sostanza indagata sul totale di 1 kg del campione.

 $L'^{238}U$  e il  $^{232}Th$  sono progenitori di catene di decadimento, i cui schemi sono riportati rispettivamente in Figura 2.2 e in Figura 2.3. Tra i prodotti intermedi di queste serie di decadimento vi sono delle sorgenti gamma: per l' $^{238}U$  si sfruttano le emissioni del  $^{214}Bi$ , mentre per il  $^{232}Th$  si sfruttano quelle del  $^{208}Tl$ .

Lo schema di decadimento del <sup>40</sup>K si trova in Figura 2.4. Questo nuclide può decadere secondo due diverse modalità e dare origine a prodotti diversi. Un canale di decadimento, avente probabilità di decadimento di 89,28%, consiste nel puro decadimento  $\beta^-$  in <sup>40</sup>Ca, il secondo ramo consiste invece nella cattura elettronica che porta alla formazione di uno stato eccitato del <sup>40</sup>Ar. Quest'ultimo ha vita media brevissima, pari a 1.12 ps, e decade allo stato fondamentale con l'emissione di un raggio gamma di 1460 keV.



Figura 2.2 – Schema di decadimento del <sup>232</sup>*Th*, con l'indicazione del numero di massa atomica A sulle ordinate e del numero atomico Z sulle ascisse. I collegamenti diagonali verso il basso a destra indicano decadimenti  $\alpha$ , che riducono Z di 2 e A di 4, mentre quelli orizzontali verso destra sono decadimenti  $\beta^-$ , mantengono invariato A e aumentano Z di 1. Al di sopra di ogni collegamento è riportato il Q valore associato, espresso in keV, e al di sotto la probabilità di decadimento. Sotto al nome di ogni nuclide è riportata l'emivita.



Figura 2.3 – Schema della serie di decadimento dell' $^{238}U$ . Per la lettura della legenda si faccia riferimento alla Figura 2.2.



Figura 2.4 – Schema del decadimento del <sup>40</sup>*K*. Al di sotto del simbolo chimico di ciascun isotopo è riportato il tempo di dimezzamento, per i nuclidi radioattivi, oppure la stabilità. Il <sup>40</sup>*K* ha due canali di decadimento, indicati da frecce diagonali, per i quali è riportato il Q-valore in keV e la probabilità di decadimento. Lo stato eccitato dell'<sup>40</sup>*Ar* è indicato con un asterisco ad apice e il suo decadimento nello stato fondamentale avviene con l'emissione di un fotone gamma.

## 2.2 Rivelatori per la spettroscopia gamma

La spettroscopia gamma è una tecnica di misura in grado di quantificare l'attività specifica dei radionuclidi: l'energia e l'intensità delle emissioni di una sorgente può essere riconosciuta attraverso l'analisi dello spettro gamma. Quest'ultimo è un istogramma che rappresenta la distribuzione dei fotoni provenienti da una certa sorgente in funzione della loro energia: analizzando lo spettro gamma è possibile ricavare le concentrazioni dei radioisotopi.

L'apparato strumentale utilizzato in spettroscopia gamma si compone di due parti principali: il rivelatore e l'elettronica. Il rivelatore, o *detector*, in generale è costituito da un materiale in grado di interagire con i fotoni gamma. L'apparato elettronico si occupa di raccogliere l'informazione proveniente dal rivelatore e di analizzarla, fino a produrre lo spettro.

In questo paragrafo ci si concentrerà sulla natura dell'interazione tra radiazione gamma e materia, sul tipo di rivelatore utilizzato in questa attività di Tesi e sul funzionamento delle sue parti.

## 2.2.1 Interazione radiazione materia

Quando un fascio di fotoni investe un mezzo materiale, una parte della radiazione viene assorbita. A livello atomico questo si traduce nell'interazione dei fotoni con gli atomi del mezzo. Questo fenomeno riduce l'intensità I del fascio rispetto al suo valore iniziale  $I_0$ , secondo una legge esponenziale che dipende dallo spessore x e dal coefficiente di assorbimento lineare  $\lambda$  del materiale attraversato:

$$I = I_0 e^{\lambda x} \tag{20}$$

Il coefficiente di assorbimento lineare  $\lambda$  rappresenta la probabilità che un fotone interagisca con gli atomi del mezzo, per unità di spessore del materiale attraversato. Le sue dimensioni sono quelle del reciproco di una lunghezza, e di solito si misura in  $cm^{-1}$ . Esso dipende dal tipo di materiale, dall'energia della radiazione incidente e dal tipo di interazione.

La probabilità per il singolo fotone di interagire con un atomo è data dalla sezione d'urto  $\sigma$  (o *cross section*). Questa è una misura dell'area efficace attorno all'atomo bersaglio. La sezione d'urto si esprime in cm<sup>2</sup> o barn (10<sup>-24</sup> cm<sup>2</sup>) e dipende fortemente dall'energia dei fotoni incidenti e dal numero atomico (Z) degli atomi bersaglio.

Il coefficiente di assorbimento risulta dal prodotto tra la sezione d'urto e la densità del numero di atomi, secondo la legge (21). La densità degli atomi si può esprimere come il prodotto tra la densità del mezzo ( $\rho$ ) e il rapporto tra il numero di Avogadro  $N_A$  e la massa molare A. La relazione (21) si ottiene ricordando che la massa molare è numericamente uguale alla massa atomica:

$$\lambda = \sigma \times \rho \times \frac{N_A}{A} \tag{21}$$

L'interazione tra radiazione e materia può avvenire secondo tre diverse modalità: effetto fotoelettrico, effetto Compton o produzione di coppie. A ciascuna interazione è associata una diversa sezione d'urto e un diverso coefficiente di assorbimento, come si può evincere dalla Figura 2.5. Osservando la figura si può notare che a basse energie prevale l'assorbimento totale dei fotoni per effetto fotoelettrico, mentre ad alte energie, oltre 1022 keV, prevale la produzione di coppie elettrone-positrone.



Figura 2.5 – Grafico del coefficiente di attenuazione lineare o cofficiente di assorbimento lineare in funzione dell'energia dei fotoni incidenti per un rivelatore di ioduro di sodio (Nal). Sono riportate le curve relative ai coefficienti di assorbimento totale (*total*) e per l'effetto fotoelettrico (*photoelectric*), l'effetto Compton (*Compton*) e la produzione di coppie (*pair production*). Nella curva relativa all'effetto fotoelettrico, è evidente una brusca salita in corrispondenza di un'energia compresa tra 10 e 100 keV: si tratta dell'energia di soglia richiesta per l'interazione con gli elettroni nel guscio più interno (*shell* K), che corrisponde al loro lavoro di estrazione. Ad energie superiori ai 100 keV, l'effetto fotoelettrico interessa quasi solamente questi elettroni interni. All'aumentare dell'energia aumenta la probabilità che i fotoni interagiscano per scattering Compton e produzione di coppie, piuttosto che per effetto fotoelettrico. La produzione di coppie richiede un'energia minima di soglia di 1022 keV.

L'effetto fotoelettrico consiste nell'assorbimento del fotone da parte di uno degli elettroni legati dall'atomo, che viene espulso con un'energia cinetica K pari alla differenza tra l'energia del fotone, data dal prodotto tra sua frequenza v e la costante di Planck h (Legge di Planck), e il lavoro di estrazione W associato al livello energetico dell'elettrone:

$$K = h\nu - W \tag{22}$$

L'atomo dopo l'interazione con il fotone si trova in uno stato eccitato a causa dell'energia assorbita come lavoro di estrazione. L'energia in eccesso può portare alla liberazione di elettroni Auger oppure all'emissione di fotoni X caratteristici se gli elettroni si riarrangiano per andare a colmare la lacuna lasciata dall'elettrone: questi fotoni a bassa energia andranno eventualmente incontro ad effetto fotoelettrico loro stessi. Per l'effetto fotoelettrico, la cross section  $\sigma_{PHE}$  e il coefficiente di assorbimento  $\lambda_{PHE}$  dipendono dal numero atomico degli atomi bersaglio e dall'energia della radiazione secondo le equazioni (23) e (24): gli esponenti n e m assumono valori compresi tra 3 e 5 a seconda dell'energia dei fotoni incidenti.

$$\sigma_{PHE} \propto Z^n / E_{\gamma}^m \tag{23}$$

$$\lambda_{PHE} = \sigma_{PHE} \times \rho \times \frac{N_A}{A} \tag{24}$$

Lo scattering Compton si ha quando un fotone interagisce con un elettrone libero: se l'elettrone è legato all'atomo questo tipo di interazione può avvenire quando l'energia di legame dell'elettrone è molto minore rispetto all'energia del fotone incidente. Il fotone cede una parte della sua energia  $E_{\gamma}$  all'elettrone, liberandolo, e si ha la diffusione di un fotone secondario  $\gamma'$ . L'energia  $E_{\gamma'}$  del fotone diffuso è sempre inferiore a quella iniziale: la sua relazione con l'angolo di diffusione  $\theta$  si ottiene applicando la conservazione dell'energia e del momento nell'urto ed è descritta dall'equazione (25).

$$E_{\gamma'} = \frac{E_{\gamma}}{1 + E_{\gamma}(1 - \cos\theta)/m_e c^2}$$
(25)

dove  $m_e$  è la massa a riposo dell'elettrone. La cross section dello scattering Compton ( $\sigma_{CS}$ ), rappresenta la probabilità di interazione totale per l'atomo ed è data dal prodotto del numero degli elettroni Z e di una funzione dell'energia  $E_{\gamma}$  del fotone incidente.

$$\sigma_{CS} = Z f(E_{\gamma}) \tag{26}$$

Il coefficiente di assorbimento  $\lambda_{CS}$  dello scattering Compton, dato dall'equazione (27), dipende fortemente dalla densità del mezzo  $\rho$  e in misura minore da Z, in quanto il rapporto Z/A si mantiene pressoché costante (~2) per tutti gli elementi.

$$\lambda_{CS} = \frac{Z}{A} \times \rho \times f(E_{\gamma}) \tag{27}$$

I fotoni incidenti che possiedono un'energia inferiore a quella di estrazione dell'elettrone vengono deviati per scattering elastico Thomson (o Rayleigh) e variano solo in direzione di propagazione e non in energia.

Un altro effetto di interazione è la produzione di coppie, che risulta dall'interazione di un raggio gamma con il campo coulombiano del nucleo e comporta la conversione dell'energia del fotone in un elettrone ed un positrone, la cui energia a riposo è di 511 keV ciascuno. Per questa interazione è quindi necessaria un'energia minima di soglia di 1022 keV. Un positrone che si propaga nella materia viene rallentato, a causa dell'attrazione degli elettroni, fino a che non interagisce con uno di essi tramite annichilazione. Quest'ultima interazione produce due fotoni caratteristici di 511 keV con direzione parallela e opposti in verso. La cross section  $\sigma_{PP}$  dipende dal quadrato del numero atomico Z e da una funzione dell'energia del fotone, come espresso dalla relazione (28).

$$\sigma_{PP} \propto Z^2 f(E_{\gamma}, Z) \tag{28}$$

Il coefficiente di assorbimento lineare della produzione di coppie  $\lambda_{PP}$  risulta dall'applicazione della formula generale (21):

$$\lambda_{PP} = Z^2 f(E_{\gamma}, Z) \times \rho \times \frac{N_A}{A}$$
<sup>(29)</sup>

Considerando tutti i modi di interazione nel loro complesso, si ottiene la sezione d'urto totale  $\sigma_{TOT}$  per un fascio di data energia dalla la somma delle sezioni d'urto.

$$\sigma_{TOT} = \sigma_{PHE} + \sigma_{CS} + \sigma_{PP} \tag{30}$$

Il coefficiente di assorbimento totale  $\lambda_A$ , come dall'equazione (31), risulta proporzionale alle sezioni d'urto individuali, pesate da un fattore  $f_i$  il cui pedice si riferisce all'interazione e che rappresenta il rapporto tra l'energia ceduta al mezzo e quella iniziale del fotone.

$$\lambda_A = (\rho * N_A / A)(\sigma_{PHE} * f_{PHE} + \sigma_{CS} * f_{CS} + \sigma_{PP} * f_{PP})$$
(31)

La densità del mezzo incide sul coefficiente di assorbimento, ma la dimensione del rivelatore, sia come volume che spessore, incide sulla quantità di energia assorbita nelle diverse interazioni. Un rivelatore ideale molto grande, il cui volume è molto maggiore della superficie, assorbe tutta l'energia dei fotoni a prescindere dall'interazione. Ciò significa che non vi sono fotoni che sfuggono dal volume del rivelatore e quindi non vi è alcuna perdita di energia. Un rivelatore reale, a differenza di quello ideale, ha una dimensione limitata e questo può portare alla perdita di fotoni secondari che sfuggono al mezzo e non vengono assorbiti.

#### 2.2.2 Rivelatori a scintillazione

I rivelatori usati in spettroscopia gamma sono costituiti da materiali solidi. Un solido può essere classificato come isolante, metallo o semiconduttore in base a come gli elettroni dei suoi atomi rispondono all'applicazione di un campo elettrico esterno. A livello molecolare questo dipende dall'esistenza di bande energetiche date dalla sovrapposizione degli orbitali atomici. La banda energetica nella quale gli elettroni sono liberi è la banda di conduzione, mentre la banda di energia potenziale maggiore in cui gli elettroni sono legati è quella di valenza. Negli isolanti, queste due bande sono separate da una differenza di energia, o *gap* energetico, dell'ordine di 10 eV, molto maggiore delle energie acquistate dagli elettroni per eccitazione termica (~ 1 eV). Per questo motivo, negli isolanti la banda di conduzione non è popolata di elettroni e anche applicando un campo elettrico questi risultano confinati nella banda di valenza, e non c'è passaggio di corrente. Nei metalli, al contrario, le due bande sono parzialmente sovrapposte, perciò è sempre presente una corrente di fondo di elettroni. Questa corrente è tipicamente molto più intensa di quella che potrebbe essere creata dal passaggio della radiazione gamma, perciò i metalli non sono usati per la spettroscopia. Nei semiconduttori il gap è vicino alle energie raggiungibili per eccitazione termica, perciò la banda di conduzione è popolata, ma solo parzialmente, ed è presente una corrente di fondo

debole. Raffreddando il materiale l'energia termica a disposizione degli elettroni diminuisce, e quindi diminuisce anche il numero di quelli che possono passare dalla banda di valenza a quella di conduzione. Abbassando la temperatura, quindi, si riduce la corrente di fondo e diviene visibile quella prodotta dal passaggio delle particelle cariche derivanti dall'interazione con la radiazione gamma.

Nella spettroscopia gamma si utilizzano soprattutto materiali semiconduttori oppure scintillatori. In questa sezione si approfondirà il funzionamento degli scintillatori, perché il rivelatore usato nell'attività di Tesi è di questo tipo.

Un materiale scintillatore produce un segnale costituito da radiazione visibile in seguito al passaggio dei fotoni gamma. Esistono scintillatori organici e inorganici, ma per i fini della spettroscopia gamma sono usati solo quelli inorganici. La loro composizione chimica fa sì che si presentino come cristalli, ovvero solidi i cui atomi costituenti si dispongono in una struttura geometrica ordinata e ripetuta in tutto il mezzo, il reticolo cristallino. Questi cristalli allo stato puro sono isolanti.

Per risolvere il problema è necessario che nel cristallo alcuni atomi siano sostituiti da altri elementi, detti impurezze o attivatori. Queste disuniformità modificano il reticolo principale e devono essere scelte in modo tale che il gap tra bande elettroniche di valenza e conduzione degli atomi attivatori sia inferiore a quello degli atomi del cristallo. In questo modo si avranno dei livelli rispettivamente al di sopra e al di sotto (in termini di energia) delle bande di valenza e conduzione originali. La radiazione incidente interagisce con il mezzo liberando gli elettroni primari, che ionizzano il materiale circostante promuovendo gli elettroni nella banda di conduzione e lasciando delle lacune nella banda di valenza. Alcune di queste coppie elettrone-lacuna possono rimanere legate debolmente dalla forza elettrostatica, sottoforma di eccitoni: gli elettroni occuperanno la banda degli eccitoni, originaria del cristallo e posta appena sotto alla banda di conduzione. È necessario che le coppie elettrone-lacuna migrino attraverso il mezzo per essere raccolte, e per questo il cristallo sarà sempre sottoposto ad un campo elettrico di voltaggio opportuno. In questo modo gli elettroni nella banda di conduzione e degli eccitoni e le lacune si spostano e possono essere catturati dai livelli degli atomi attivatori. La transizione degli elettroni dai livelli dell'attivatore fino al suo livello fondamentale è permessa, perciò essi vanno a riempire la lacuna, emettendo luce. Se nel cristallo non ci fosse alcun attivatore, il gap energetico tra le bande di valenza e conduzione comporterebbe l'emissione di radiazione al di fuori dello spettro del visibile. L'energia E di un fotone con una lunghezza d'onda  $\lambda$ nella banda ottica (350-750 nm) ha valori compresi tra 1 e 4 eV, come si può ricavare dalla relazione  $E = hc/\lambda$ , tenendo conto che vale  $hc \simeq 2\pi \times 200 \times 10^6 \frac{MeV}{nm}$ . La luce emessa dagli atomi attivatori può essere rivelata facilmente, grazie anche al fatto che la probabilità che venga riassorbita dal

materiale stesso è bassa, in quanto è la sua energia è caratteristica solo dei livelli dell'attivatore, i cui atomi sono molti meno in numero di tutti gli altri atomi del reticolo principale.

La vita media dei livelli eccitati degli atomi attivatori è un parametro da prendere in considerazione. Quando la transizione allo stato fondamentale è permessa dalle regole di selezione, la vita media è dell'ordine di 100 ns. Quest'emissione diretta prende il nome di luminescenza. Ci sono anche stati dell'attivatore per i quali la transizione è proibita. In questi casi l'elettrone dovrà passare in un altro stato per il quale la transizione è permessa. Solitamente il passaggio tra questi stati avviene grazie ad energia termica e il tempo necessario affinché l'elettrone torni allo stato fondamentale risulta più lungo: l'emissione in questo caso prende il nome di fosforescenza.

Nella Figura 2.6 sono riassunti gli step del processo di scintillazione.

In questa attività di Tesi, lo scintillatore utilizzato è un cristallo di ioduro di sodio con attivatore tallio, NaI(TI), il quale emette luce con il massimo di intensità nelle lunghezze d'onda comprese tra 400 nm e 450 nm.



Figura 2.6 – Schema delle bande energetiche in un cristallo inorganico in cui sia presente un'impurezza. L'energia potenziale associata alle bande aumenta dal basso verso l'alto. Seguendo questa direzione si incontrano le bande totalmente occupate del reticolo, la banda di valenza, i livelli dell'attivatore, che occupano parzialmente il gap energetico, la banda degli eccitoni e la banda di conduzione. Leggendo la figura da sinistra verso destra, si incontra un eccitone, formato da un elettrone e da una lacuna. Immaginando che la coppia stia migrando verso destra, uno degli elettroni dell'attoro attivatore può colmare la lacuna nella banda di valenza, lasciando a sua volta una lacuna nei livelli dell'attivatore. Questa lacuna può essere colmata da un elettrone che sia andato ad occupare i livelli eccitati dell'attivatore. Questo elettrone può provenire dalla banda degli eccitoni o da quella di conduzione. Un elettrone promosso a quest'ultima banda è rappresentato dalla freccia nera tra l'eccitone e l'attivatore. La diseccitazione dei livelli dell'attivatore porta all'emissione di luce, rappresentata dalla freccia sinusoidale.

Non tutta l'energia assorbita dal materiale è emessa sottoforma di luce: la maggior parte, in realtà, si perde come calore o energia vibrazionale. La frazione di energia emessa sottoforma di luce deve essere collezionata in modo che se ne perda il meno possibile e convertita in corrente elettrica:

il segnale, inizialmente poco intenso, andrà poi amplificato. Per rispondere a questa esigenza si utilizzano tubi fotomoltiplicatori, o PMT, la cui costituzione è schematizzata in Figura 2.7.



Figura 2.7 – Schema delle componenti dello scintillatore e del tubo fotomoltiplicatore. I connettori permettono di collegare il sistema all'alimentazione e di trasmettere l'impulso creato dagli elettroni arrivati sull'anodo. La copertura esterna del rivelatore è costituita da materiale riflettente nella parte dello scintillatore, per diminuire la dispersione della luce interna, e da materiale in grado di schermare la luce esterna. Il PMT inoltre è dotato di una copertura magnetica che evita possibili interferenze esterne sulla traiettoria dei fotoelettroni.

Lo scintillatore viene accoppiato al PMT tramite uno spessore di vetro. La luce prodotta nel cristallo attraversa il vetro e incide su un fotocatodo, ovvero uno strato di materiale con bassa energia di ionizzazione, che quindi emette facilmente elettroni per effetto fotoelettrico. Gli elettroni prodotti vengono focalizzati tramite un campo elettrico sul primo di una serie di dinodi. Questi ultimi sono elettrodi sulla cui superficie è stato depositato un materiale di copertura che emette più elettroni di quelli che vi incidono, amplificando il segnale. In un tipico PMT vi sono una decina di dinodi e tra due successivi viene mantenuta una differenza di potenziale dell'ordine di 100 V. Il fattore moltiplicativo tipico per singolo dinodo è di 4-6 elettroni per 1 elettrone incidente, di cui 1 circa non raggiunge il dinodo successivo. Il guadagno tipico è quindi di 10<sup>6</sup>-10<sup>7</sup> elettroni per elettrone iniziale. Tutti gli elettroni, alla fine della serie dei dinodi, vengono indirizzati su un anodo, che è collegato ai connettori esterni del tubo fotomoltiplicatore.

Il segnale in uscita dal PMT è una corrente elettrica, ovvero una quantità di carica, proporzionale all'energia dei raggi gamma assorbita dallo scintillatore. La funzione dell'elettronica del rivelatore è quella di raccogliere il segnale, misurarne l'intensità e memorizzarla. Il sistema elettronico si compone solitamente di un'alimentazione, un preamplificatore, un amplificatore e un analizzatore multicanale o *multichannel analyzer* (MCA).

Il preamplificatore si occupa di raccogliere e amplificare la corrente in uscita dall'anodo ed interfacciare il PMT e l'amplificatore. Il sistema è composto da resistori e/o condensatori che accumulano la corrente in entrata in un certo intervallo di tempo. Il segnale in uscita è un impulso

con una certa ampiezza e una certa larghezza temporale. Quest'ultima dipende dal processo di scarica del sistema, che è un meccanismo necessario per permettere al circuito di raccogliere l'impulso successivo. La forma del segnale in uscita dal preamplificatore è quella di una brusca salita che raggiunge un massimo e poi cala esponenzialmente.

L'amplificatore si occupa di amplificare a sua volta l'impulso e di modificarne la forma in modo che possa essere letto adeguatamente dal MCA. L'obiettivo è quello di ottenere un segnale con una forma pressoché gaussiana la cui altezza sia proporzionale alla quantità di carica raccolta dal preamplificatore.

Il MCA misura l'altezza degli impulsi e sulla base di questo li inserisce nei canali, o *bin*: ciascun canale corrisponde ad un intervallo continuo di valori dell'ampiezza del segnale. A seconda del tipo di analizzatore utilizzato, può variare il numero dei canali disponibili, che seguono le potenze di 2. Il MCA utilizzato in questa attività di Tesi (CAEN γstream) ad esempio, possiede 2048 canali. Ogni impulso viene quindi conteggiato nel canale di appartenenza insieme all'informazione sul tempo di arrivo al sistema. L'istogramma che riassume i conteggi per ogni canale costituisce lo spettro gamma.

#### 2.2.3 Lo spettro gamma

Idealmente, tutti i raggi gamma di stessa energia dovrebbero dare luogo a conteggi nello stesso canale. In pratica non è così, a causa delle incertezze introdotte dal processo di conversione fotonecorrente: ciò che si osserva è quindi una distribuzione di conteggi sui canali attigui che danno origine ai cosiddetti fotopicchi (o picchi). A seconda delle interazioni che avvengono all'interno del rivelatore e del tipo di sorgente, la forma dello spettro gamma potrà presentare uno o più fotopicchi e/o regioni in cui invece si ha un continuo di conteggi quasi uniforme. Si può analizzare ciascuna interazione fondamentale e associare a questa uno spettro caratteristico ideale.

Si considera per semplicità una sorgente che emette fotoni tutti con la stessa energia, ossia un fascio monoenergetico, come quella utilizzata per ottenere lo spettro in Figura 2.8. Si suppone, inoltre, che vi sia una relazione di diretta proporzionalità tra l'energia iniziale dei fotoni, il numero di cariche primarie e secondarie create e il numero di cariche che giungono infine all'anodo. Questa relazione inoltre deve essere indipendente dall'energia dei fotoni e dal tipo di interazione.



Figura 2.8 – Sovrapposizione degli spettri ottenuti con un rivelatore a semiconduttore HPGe (*High Purity germanium*) (linea nera) e uno scintillatore NaI(TI) cubico da 1 L (linea blu); la sorgente è un campione di potassio puro e la radiazione deriva dal decadimento del <sup>40</sup>K contenuto. Sulle ascisse sono riportati i conteggi in scala logaritmica, mentre sulle ordinate è riportata l'energia associata ai canali. Il picco più alto è il *full energy peak* a 1460 keV del decadimento dello stato eccitato dell'<sup>40</sup>Ar. Sono evidenziati anche i picchi dovuti alla produzione di coppie, sovrapposti al continuo Compton. Quest'ultimo termina con la spalla Compton, o *Compton edge*. I segnali che si trovano alla destra del full energy peak sono segnali di rumore, dovuti alle sovrapposizioni degli impulsi all'interno dell'elettronica per un fenomeno conosciuto come *pile up*. Le differenze nei due spettri sono da imputarsi alle differenze costitutive dei due rivelatori, che ne determinano diverse risposte a parità di sorgente.

Quando un fotone interagisce per effetto fotoelettrico, trasferisce tutta la sua energia all'elettrone primario. Essendo la sorgente monoenergetica, questa è l'energia massima che può essere assorbita dal mezzo in una singola interazione. Gli eventi dovuti all'interazione per effetto fotoelettrico vanno a costituire un picco singolo, detto full energy peak (Figura 2.9).

L'effetto Compton porta alla suddivisione dell'energia del fotone iniziale in energia cinetica dell'elettrone ed energia di un fotone secondario. Perciò l'energia assorbita dall'elettrone può variare in modo continuo tra un valore massimo, che si ha quando il fotone viene diffuso a 180°, ovvero si ha *backscattering*, e un valore minimo che è nullo, quando il fotone urta in modo elastico e non trasferisce energia. L'energia massima trasferita è comunque sempre inferiore all'energia iniziale del fotone, perciò gli eventi Compton non si sovrappongono agli eventi associati all'effetto fotoelettrico. Il risultato dell'interazione è uno spettro continuo che si estende dal primo canale, associato all'energia minima, fino ad un ultimo, associato all'energia massima ceduta. L'ultimo canale è il limite della cosiddetta spalla Compton.

Se il fotone diffuso dall'interazione primaria Compton interagisce a sua volta, si ha un secondo evento che può sommarsi al primo. Nello spettro gamma, la regione compresa tra la spalla Compton

35
e il picco fotoelettrico è occupata da quegli eventi multipli successivi ad un evento iniziale che ha trasferito un'energia prossima a quella massima.

La produzione di coppie ha come effetto secondario l'annichilazione del positrone con emissione di due fotoni a 511 keV: nel caso in cui uno o solo, oppure entrambi, riescano a sfuggire dal rilevatore, si avranno i picchi di *single escape* e *double escape* (Figura 2.9). Questi picchi sono dovuti agli elettroni secondari prodotti per effetto fotoelettrico dai fotoni di annichilazione, e avranno un'energia inferiore di 511 keV o 1022 keV rispetto al full energy peak. Se entrambi i fotoni di annichilazione vengono assorbiti allora gli elettroni prodotti contribuiranno al full energy peak.

### 2.2.3.1 Risoluzione energetica

La risoluzione energetica di un rivelatore è una misura della larghezza dei picchi nello spettro gamma. In spettroscopia ci si riferisce alla larghezza a metà altezza di un picco, ovvero la FWHM (*Full Width at Half Maximum*). Per gli scintillatori la risoluzione W viene espressa come il rapporto percentuale tra la *FWHM* e l'energia E del picco corrispondente:

$$W = FWHM * \frac{100}{E}$$
(32)

È importante avere picchi ben definiti per due ragioni fondamentali:

- per discriminare picchi diversi con energie vicine;
- per discriminare i picchi su un fondo continuo di rumore.

Il rumore è dato da tutti i segnali che sono dovuti al processo di misura e non derivano dall'interazione gamma studiata. Esso non modifica l'intensità del segnale, ma solo la precisione con la quale la si misura, come rappresentato nella Figura 2.9. Solitamente, quando si parla di rumore ci si riferisce a quello elettronico, dovuto alle variazioni stocastiche di voltaggio e corrente nel circuito. Il rumore è compreso nel calcolo della risoluzione del rivelatore.



Figura 2.9 – Schema dell'effetto del rumore (*noise*) sulla misura dell'ampiezza di un impulso analogico (*signal*). L'impulso è dato dall'integrale nel tempo della carica che raggiunge lo strumento adibito a raccoglierla. Nella figura (a) è riportato un segnale ideale, la cui ampiezza è misurata come differenza tra il valore massimo raggiunto e un valore minimo costante. Nella figura (b) il valore minimo è alterato dalla presenza di rumore elettronico, come in un caso reale. Ciò che prima era una linea costante ora è una banda di ampiezza variabile. La linea tratteggiata rappresenta il rumore che contribuisce all'ampiezza dell'impulso. A causa della variazione stocastica del valore minimo di riferimento e del rumore vi è un'incertezza sulla misura dell'ampiezza del segnale.

L'incertezza nel processo di misura (W) è una grandezza statistica che stima la dispersione di un picco ad una certa energia su più canali. Si può esprimere come la somma in quadratura delle incertezze relative ai diversi step della misura, ovvero:

$$W^2 = W_S^2 + W_i^2 + W_D^2 \tag{33}$$

dove:

- $W_S$  è un'incertezza statistica legata al numero di portatori di carica, da quelli creati dall'interazione iniziale ai fotoelettroni moltiplicati dai dinodi;
- W<sub>i</sub> rende conto della non linearità rispetto all'energia iniziale di interazione nella produzione di luce a partire dalle coppie elettrone-lacuna create;
- $W_D$  dipende dalle caratteristiche costruttive del rivelatore (rumore elettronico, impurità nel cristallo, etc.).

Il contributo maggiore all'incertezza è dato dai termini  $W_S$  e  $W_D$ . Quest'ultimo fattore è indipendente dall'energia iniziale del segnale e perciò provoca un uguale allargamento dei picchi a prescindere dall'energia ad essi associata.

L'incertezza statistica  $W_S$  dipende dal numero dei portatori di carica creati nello scintillatore e nel PMT. Il numero di coppie elettrone-lacuna n create nel cristallo da un raggio incidente sarà uguale al rapporto tra l'energia della radiazione E e l'energia media per creare una coppia elettronelacuna  $\varepsilon$ :

$$n = \frac{E}{\varepsilon} \tag{34}$$

Ad esempio, l'energia che deve essere fornita per produrre un fotoelettrone sul fotocatodo in uno scintillatore di ioduro di sodio NaI(TI) è di circa 170 keV. Per semplicità di trattazione, nell'equazione (34) si è considerata come energia disponibile per la creazione delle cariche l'energia totale della radiazione incidente, e non l'energia assorbita dal mezzo, che sarà inferiore alla prima.

La formazione delle n coppie secondarie elettrone-lacuna è un processo regolato dalla statistica di Poisson, che descrive la probabilità che un certo numero di eventi avvenga in certo intervallo temporale o spaziale. Questo tipo di statistica viene usata per tutti quei fenomeni in cui gli eventi avvengono con una frequenza costante e sono indipendenti l'uno dall'altro. Inoltre, descrive anche fenomeni con un numero molto grande di eventi possibili (in questo caso, il numero di portatori di carica generati dall'interazione è molto variabile) con una frequenza bassa. L'incertezza associata al numero medio di eventi n che avvengono in un certo intervallo temporale è data dalla sua radice quadrata, perciò:

$$W_S = \sqrt{n} = \sqrt{E/\varepsilon} \tag{35}$$

In una forma più precisa di questa formula sarebbe necessario introdurre un fattore correttivo F, detto fattore di Fano, che moltiplichi l'energia per rendere conto del fatto che il processo non segue perfettamente la statistica di Poisson: una delle ipotesi necessarie per applicare questa è distribuzione è infatti che gli eventi siano indipendenti tra loro. La creazione di una coppia altera la distribuzione locale delle altre cariche, perciò le coppie elettrone-lacuna create non sono indipendenti le une dalle altre. Questo fattore F moltiplica il radicando ed è costante, quindi non modifica la proporzionalità tra l'incertezza e l'energia.

I picchi in uno spettro gamma, tuttavia, hanno di solito una forma gaussiana, e non poissoniana. La ragione è che all'aumentare del numero dei conteggi aumenta il numero medio di eventi in ciascun canale: per aumentare il numero dei conteggi è di solito sufficiente eseguire la raccolta dei dati per un tempo più lungo. All'aumentare del numero di eventi atteso la distribuzione di Poisson tende a quella normale: una distribuzione di questo tipo descrive tutti i fenomeni in cui i valori misurati si discostano dal valor medio in modo casuale, distribuendosi simmetricamente attorno ad esso. I picchi perciò tendono ad essere simmetrici rispetto ad un canale centrale.

Considerando le relazioni (32), (33) e (35) e l'indipendenza di  $W_D$  dall'energia si ottiene la forma prevista per la risoluzione dello scintillatore:

$$W = \sqrt{W_D^2 + E/\varepsilon} = a + b/\sqrt{E} = FWHM * 100/E$$
(36)

dove *a*, *b* sono costanti empiriche da determinare attraverso la calibrazione dello strumento.

### 2.2.3.2 Calibrazione

La calibrazione è una procedura fondamentale per qualsiasi tipo di strumento, e consiste nel ricavare le relazioni esistenti tra le grandezze studiate e le informazioni fornite dallo strumento.

Le calibrazioni principali in spettroscopia gamma sono:

- calibrazione energetica;
- calibrazione dell'efficienza.

L'obiettivo della calibrazione energetica è quello di associare a ciascun picco nello spettro l'energia del raggio gamma che lo ha prodotto. L'operazione prevede di misurare lo spettro di una sorgente le cui emissioni abbiano energia ben nota. A questo punto ciascun fotopicco viene interpolato con una distribuzione gaussiana e si determina il canale corrispondente al valor medio della distribuzione. Tale canale andrà associato all'energia dell'emissione corrispondente. Si può costruire un grafico a dispersione che correli il canale e l'energia, e da questo ricavare la legge di calibrazione, che di solito è di tipo polinomiale.

Oltre alla calibrazione in energia, è necessario effettuare anche una calibrazione in efficienza. Vi sono diversi tipi di efficienza che possono essere valutati in un rivelatore:

- efficienza totale: la frazione di eventi registrati dal rivelatore rispetto al totale delle emissioni della sorgente;
- efficienza intrinseca: la frazione di eventi registrati rispetto al totale di quelli che hanno raggiunto il rivelatore.

L'efficienza totale dipende anche dall'efficienza intrinseca, ed è una funzione della geometria del sistema rivelatore-sorgente, ovvero della loro posizione reciproca e della loro forma. L'efficienza intrinseca invece è indipendente dalla geometria del sistema ed è una funzione del tipo di radiazione, della sua energia e del materiale di cui è composto il rivelatore. In pratica, dipende dal coefficiente di assorbimento lineare del mezzo.

Applicando la definizione, l'efficienza totale  $\epsilon$  risulta dal rapporto tra il numero dei conteggi R in ciascun picco e il *rate* di emissione del raggio gamma corrispondente. Quest'ultimo è dato dal prodotto dell'attività della sorgente A per la probabilità P associata al decadimento (la *branching ratio*):

$$\epsilon = \frac{R}{A * P} \tag{37}$$

Nella calibrazione si stabilisce come varia l'efficienza totale in funzione dell'energia della radiazione. La procedura si svolge usando una o più sorgenti note, in modo da avere molti picchi su tutto l'intervallo di energie che si dovrà indagare. Per prima cosa si calcola il numero dei conteggi presenti in ciascun picco, integrandone l'area, quindi se ne fa il rapporto con il rate di emissione della sorgente. La curva di efficienza è la curva che meglio descrive la correlazione tra l'efficienza totale e l'energia associate a ciascun picco.

## 2.3 Studio del contenuto d'acqua del suolo attraverso la spettroscopia gamma

In questa attività di Tesi, la spettroscopia gamma è stata impiegata per monitorare il contenuto d'acqua del suolo in un campo agricolo. Questa applicazione è nata nell'ambito dello sviluppo di tecnologie per l'agricoltura di precisione e la programmazione irrigua, col fine di ottimizzare l'utilizzo dell'acqua. L'utilizzo di rivelatori di spettroscopia gamma installati permanentemente *in situ* permette di ottenere risultati in tempo reale, continuamente, a scala di campo (0.2 ettari). In questo senso è una tecnica che può chiudere il gap nelle scale di indagine tra le tecniche di misura con sensori nel terreno, che indagano una porzione limitata di suolo, e la telemetria satellitare che ha una risoluzione spaziale e temporale più bassa.

Il contenuto d'acqua nel suolo può essere correlato all'attività delle sorgenti presenti nel terreno, monitorando nel tempo le variazioni dei conteggi nello spettro gamma. L'attività misurata delle sorgenti è proporzionale al numero dei fotoni rilevati nell'unità di tempo: questo numero dipende dall'attività specifica e dalla concentrazione nel suolo delle sorgenti e dall'assorbimento subito dai raggi gamma nel passaggio attraverso il terreno e l'aria. L'aumento del contenuto d'acqua nel suolo aumenta l'assorbimento dei fotoni e fa diminuire l'attività misurata dal rivelatore. L'acqua ha infatti un coefficiente di assorbimento 1.11 volte superiore a quello della maggior parte dei suoli secchi. La variazione dell'attività misurata può essere quindi correlata alla variazione del contenuto d'acqua, ma ciò è possibile solo se gli altri fattori che influenzano il numero dei fotoni misurati sono costanti nel tempo. È perciò necessario studiare solo quelle sorgenti radioattive la cui attività specifica e concentrazione nel suolo studiato sono costanti.

## 2.3.1 La sorgente studiata: il ${}^{40}K$

Le emissioni più facilmente riconoscibili nello spettro gamma sono quella del <sup>40</sup>K a 1460 keV, del <sup>214</sup>Bi (serie <sup>238</sup>U) a 1765 keV e del <sup>208</sup>Tl (serie <sup>232</sup>Th) a 2614 keV. Tutte queste sorgenti hanno emivite molto lunghe, perciò la loro attività specifica si può considerare costante.

La concentrazione dei prodotti della serie dell'<sup>238</sup>U non è costante, siccome presenta come prodotto intermedio il <sup>222</sup>Rn, che è un gas nobile e traspira facilmente dalle rocce, per poi finire nell'atmosfera. Il <sup>222</sup>Rn è progenitore del <sup>214</sup>Bi, la cui emissione gamma è quella principalmente studiata per la serie di decadimento. Nel processo di *rainout*, che avviene all'interno delle nubi ed è il meccanismo prevalente di precipitazione del radon atmosferico, i nuclidi figli del radon si attaccano alle gocce d'acqua e cadono con esse, accumulandosi sul terreno. La concentrazione del  $^{214}Bi$  perciò varia nel tempo.

In questo tipo di studi l'emissione più largamente utilizzata è quella del <sup>40</sup>K, in quanto la concentrazione della sorgente rimane costante nel tempo e il fotopicco nello spettro gamma è quello che presenta i conteggi netti più alti ( $\approx$ 10<sup>4</sup>). Quest'ultima caratteristica è importante poiché permette di individuare chiaramente il fotopicco sul fondo di rumore e inoltre rende più evidenti le variazioni del numero dei conteggi, aumentando la sensibilità della tecnica alle variazioni del contenuto d'acqua.

Esistono in realtà alcuni fattori che possono alterare il contenuto di potassio nel suolo, e questi dipendono dall'utilizzo di fertilizzanti chimici, che sono prevalentemente a base di potassio e azoto. Tuttavia, le dosi di fertilizzante utilizzate nella maggior parte delle colture (es. mais, fino a circa 200 kg/ettaro<sup>2</sup>, pomodoro: fino a 300 kg/ettaro<sup>3</sup>) sono irrisorie confronto al contenuto di potassio del suolo e non comportano variazioni di segnale significative. Se si considerano solo i primi 30 cm di suolo di un campo di un ettaro di superficie, con una densità apparente di 1350 kg/m<sup>3</sup> e un contenuto medio di potassio di 20 g/kg (20000 ppm), si può stimare che esso contenga circa 81000 kg/ettaro di potassio. In generale quindi è possibile considerare il contenuto di potassio costante.

L'abbondanza di questo radionuclide nel suolo del campo studiato (paragrafo 1.3) è stata stimata raccogliendo 19 campioni di suolo, i quali poi sono stati analizzati con un rivelatore semiconduttore di germanio HPGe (*High Purity Germanium*): i risultati sono riportati in Tabella 2.2.

Massa del campione di suolo (g)		204.47 ± 13.56
<sup>40</sup> K	Attività specifica (Bq/kg)	504.21 ± 50.22
	Abbondanza (g/kg)	16.1 ± 1.6

Tabella 2.2 – Tabella che riporta i dati misurati per determinare l'abbondanza di  ${}^{40}K$  nel campo. Sono stati raccolti 16 campioni secondo una griglia stabilita in modo da poter coprire buona parte del campo di vista del rivelatore, più tre campioni raccolti ad una distanza di 20 m.

## 2.3.2 Sito investigato e setup sperimentale

Il sito investigato consiste in un campo agricolo sperimentale che si trova a Budrio, in provincia di Bologna, ed è gestito dal centro di ricerca Acqua Campus del CER (paragrafo 1.3).

Lo studio del contenuto d'acqua tramite la spettroscopia gamma è stato condotto esclusivamente in condizioni di suolo nudo. Il giorno 4 marzo 2020 sono stati installati nel campo una

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Fonte: <u>http://www.assomais.it/concimazione/</u>

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Fonte: https://www.yara.it/nutrizionedellecolture/pomodoro/programma-fertilizzazione/

stazione gamma permanente e una stazione agrometeorologica commerciale, rappresentati in Figura 2.10.



Figura 2.10 – Fotografia della stazione meteorologica, a sinistra, e della stazione gamma a destra. I pozzetti ai piedi dei pali contengono le batterie che alimentano gli strumenti. I pannelli solari sono fissi, orientati in direzione Sud e inclinati opportunamente per essere esposti alla luce diretta del Sole per il maggior numero di ore.

La stazione agrometeorologica è dotata di diversi sensori, le cui caratteristiche sono riportate in Tabella 2.3 e la cui alimentazione è fornita da una batteria e da un pannello solare. La stazione possiede connessione internet per trasmettere i dati in tempo reale ad un server remoto ed è dotata di memoria interna per immagazzinare i dati anche in caso di mancata connessione.

Sensori meteo	Grandezza misurata e unità di misura	Intervallo di misura	Risoluzione	Accuratezza
Anemometro	Velocità del vento: m/s	0 - 75	0.1	± 0.12%
Anemonieuro	Direzione del vento: °	0 - 360	0.5	± 4%
Pluviometro	Pioggia: mm/h*	/	0.2	/
Termometro	Temperatura dell'aria: °C	-40, +80	0.1	± 0.4
Sensore di umidità	Umidità relativa**: % RH	0 - 100	0.1	±3%
Sensore del punto di brinata	Temperatura per la quale si ha 100% RH: °C	-40, +25	0.1	± 0.5
Barometro	Pressione atmosferica: hPa	750 – 1050	0.1	± 0.2
Piranometro solare	Intensità della radiazione solare: W/m <sup>2</sup>	0 – 1800	1	± 5%

Sensore	di	Dose assorbita di radiazione	0 – 199	/	± 5%
radiazione UV		UV: MED = 0.06 Wh/m <sup>2</sup>			

Tabella 2.3 – Caratteristiche dei sensori di cui è dotata la stazione meteo. La risoluzione indica la differenza minima rilevabile. L'accuratezza indica l'errore associato alla misura. \*L'unità di misura di 1 mm/h corrisponde all'accumulo di 1 L di acqua su una superficie di 1 m<sup>2</sup>. \*\*L'umidità relativa è il rapporto percentuale tra la pressione di vapore parziale del sistema e la pressione di equilibrio del vapore d'acqua rispetto ad una superficie piatta d'acqua.

La stazione gamma installata sul campo è costituita da un palo alto 2.25 m che sostiene il rivelatore e la strumentazione annessa, contenuti in un alloggiamento in acciaio. A quest'ultimo è fissato un pannello solare da 100 W inclinato di 45° rispetto all'orizzontale, che alimenta la strumentazione attraverso un trasformatore, o *power unit*. È inoltre presente una batteria da 100 Ah, sempre collegata alla power unit, la quale interviene per garantire il funzionamento del rivelatore anche nel caso in cui la potenza fornita dal pannello solare non sia sufficiente. Il rivelatore utilizzato è composto da uno scintillatore di ioduro di sodio NaI(TI), di forma cubica, con un lato di 10 cm e un volume totale di 1 L, e da un tubo fotomoltiplicatore. L'elettronica connessa al rivelatore è costituita da un *multichannel analyzer* CAEN **y**stream a 2048 canali, a cui sono collegati una chiavetta con SIM per la connessione internet, una ventola di raffreddamento e una power unit per gestire l'alimentazione. Nella Figura 2.11 è possibile vedere la disposizione degli strumenti all'interno dell'alloggiamento.



Figura 2.11 – La strumentazione all'interno dell'alloggiamento. L'alimentazione è composta dalla power unit dedicata al rivelatore e del controller del pannello solare. Il rivelatore presenta lo scintillatore in basso, e il PMT in alto; la sua struttura è protetta da uno strato di materiale termicamente isolante e da una copertura in plastica per prevenire eventuali infiltrazioni di acqua. Il multichannel analyzer (MCA) è collegato al PMT e all'alimentazione.

I campi di visione orizzontale e verticale del rivelatore sono la misura dello spessore e della superficie del suolo effettivamente indagati, e si ricavano sfruttando alcune relazioni teoriche. Si può considerare idealmente il suolo come una sorgente di radiazione infinita in spessore e superficie. La concentrazione di radionuclidi e la densità apparente del suolo si considerano costanti, così come la densità dell'aria. Il rivelatore si troverà posto ad una certa altezza al di sopra della superficie. Il flusso  $\Phi$  di fotoni che investe il rivelatore è proporzionale all'attività della sorgente per unità di volume,  $A_t$ ,

e all'intensità del fascio attenuato dal passaggio nel suolo e nell'aria,  $P_{\gamma}$  (vedi anche relazione (20)) ovvero il numero di raggi gamma che raggiungono il rivelatore per ogni decadimento al secondo (Bq) della sorgente. Il flusso è inversamente proporzionale al coefficiente di assorbimento lineare del suolo secco  $\lambda_d$ , che dipende dall'energia della radiazione. Il coefficiente di proporzionalità è dato da un integrale calcolato su tutto l'angolo polare tra l'asse verticale passante per il rivelatore e la congiungente tra il rivelatore e un punto della sorgente infinita. L'integrale dipende inoltre dal coefficiente di assorbimento lineare dell'aria  $\lambda_a$  e dall'altezza h del rivelatore sopra alla superficie. La relazione completa risulta:

$$\Phi = \frac{A_t P_{\gamma}}{2\lambda_d} \int_0^{\frac{\pi}{2}} d\theta \sin \theta \, e^{-\lambda_a(E) \times \frac{h}{\cos \theta}}$$
(38)

Modificando opportunamente questa relazione si può ottenere la stima dei campi di visione verticale e orizzontale considerando l'energia di emissione del  ${}^{40}K$ , ovvero 1460 keV (Figura 2.13).

Data l'altezza a cui è posto il rivelatore, pari a 2.30 m, si ottiene che il 95% circa del segnale proviene da una superficie a terra di raggio 25 m, che rappresenta il campo di visione orizzontale. Per determinare il campo di visione verticale bisogna considerare la densità apparente del suolo,  $\rho_b = 1.345 \ g/cm^3$  (paragrafo 1.3), per la quale risulta che il 95% circa del segnale proviene dai primi 30 cm di suolo.



Figura 2.12 – Grafici del contributo totale al flusso totale rilevato al variare del raggio della sorgente (grafico (a)) e della profondità del suolo (grafico (b)), per fotoni ad energia di 1460 keV. Il grafico (a) rappresenta il campo di visione orizzontale, e le diverse curve corrispondono a diverse altezze del rivelatore rispetto alla superficie. La curva corrispondente al rivelatore usato (altezza 2.30 m) corrisponde circa alla curva h<sub>2</sub> e interseca la linea orizzontale corrispondente al 95% di contributo a circa 25 m di raggio. Il grafico (b) rappresenta il campo di vista nella direzione verticale, rispetto alla profondità del suolo: le diverse curve corrispondono a valori diversi della densità del suolo. Per una densità di 1.345 g/cm<sup>3</sup> si possono prendere come riferimento le curve  $\rho_4 e \rho_3$ , la cui intersezione con la retta verticale corrispondente al 95% del contributo del segnale cade a circa 25 cm di profondità.

### 2.3.3 Calcolo del contenuto d'acqua

Come riportato nella relazione (38), un flusso  $\Phi$  di fotoni gamma emessi dalle sorgenti nel suolo è proporzionale al rapporto tra l'attività della sorgente per unità di volume,  $A_t$ , e il coefficiente di assorbimento lineare del suolo secco  $\lambda_d$ .

$$\Phi \propto \frac{A_t}{2\lambda_d} \tag{39}$$

L'acqua ha un coefficiente di assorbimento maggiore di quello del suolo secco e pari a  $\lambda_a =$  1.11  $\lambda_d$ . Questo valore è valido per la finestra energetica studiata, il cui ordine di grandezza è di 1 MeV. A queste energie, l'interazione prevalente a livello atomico per gli elementi che compongono acqua e suolo è lo scattering Compton, il cui coefficiente di assorbimento lineare ad energia fissata dipende dal rapporto Z/A degli atomi del mezzo assorbitore. La frazione maggiore del suolo è costituita da elementi con Z < 30 (paragrafo 1.3), per i quali il rapporto Z/A è circa 0.5. L'acqua ha un rapporto Z/A fisso pari a 0.556, perciò il rapporto tra i coefficienti di assorbimento lineare di acqua e suolo è pari a 1.11. Il coefficiente di assorbimento totale di un suolo bagnato è dato dalla somma dei coefficienti delle sue parti, ovvero del suolo secco e dell'acqua. La porzione di acqua contenuta nel suolo non è altro che il contenuto d'acqua ( $w_0$ ) (paragrafo 1.2.1). Il coefficiente di assorbimento

lineare totale del suolo sarà quindi  $\lambda_w = \lambda_d (1 + 1.11w_0)$ . Il rapporto tra i flussi gamma provenienti dallo stesso suolo, ma con un diverso contenuto d'acqua, sarà il reciproco del rapporto tra i coefficienti di attenuazione, vista la loro inversa proporzionalità. Dalla relazione (40) si può ricavare il contenuto d'acqua w(t) ad un istante qualsiasi conoscendo il flusso associato  $\Phi(t)$  e due valori di calibrazione dati dal contenuto d'acqua gravimetrico  $w_0$  e dal flusso associato a quest'ultimo,  $\Phi(t_0)$ .

$$\frac{\Phi(t)}{\Phi(t_0)} = \frac{1+1.11w_0}{1+1.11w(t)} \tag{40}$$

Il flusso  $\Phi$  è correlato all'informazione fornita dallo spettro gamma, ovvero i conteggi degli eventi nei picchi, secondo una relazione di diretta proporzionalità. I conteggi totali vengono calcolati integrando l'area del fotopicco e da essi si ricava il segnale (S(t)): quest'ultimo è direttamente proporzionale ai conteggi a meno di un fattore di correzione che deriva dalla calibrazione dell'efficienza. Grazie a queste relazioni di proporzionalità si può sostituire il flusso  $\Phi(t)$ nell'equazione (40) con il valore del segnale gamma misurato S(t). L'unità di misura del segnale è cps (*counts per second*).

Per poter calcolare w(t) sono necessarie anche due misure di calibrazione, una del contenuto d'acqua gravimetrico (secondo la procedura del paragrafo 1.2.2) e una del segnale gamma, che andranno acquisite contemporaneamente. A questo punto si può utilizzare l'equazione (41), che permette di calcolare il contenuto d'acqua  $w_{\nu}$  a partire dal segnale gamma in qualsiasi istante:

$$w_{\gamma}(t) = \frac{S^{Cal}}{S(t)} [\Omega + w^{Cal}] - \Omega$$
(41)

dove i fattori con apice *Cal* sono i valori misurati con la calibrazione e  $\Omega$  è un fattore adimensionale che dipende al rapporto tra i coefficienti di assorbimento lineare per il suolo asciutto e bagnato. Quest'ultimo fattore dipende dallo Z efficace del suolo, ovvero dagli elementi che lo compongono e dalla loro abbondanza. Per il campo studiato, la cui composizione chimica è riportata nel paragrafo 1.3, si ha  $\Omega = 0.895$ .

Le misure di calibrazione sono state effettuate nel seguente modo: i campioni gravimetrici sono stati raccolti in condizioni di suolo nudo, nell'intervallo 0-30 cm di profondità, in 16 punti distribuiti uniformemente in un raggio di 15 m dal palo della stazione gamma; contemporaneamente il segnale gamma (prodotto con una risoluzione temporale di 1 ora) è stato acquisito e se ne è calcolata la media. Le misure sono state effettuate contemporaneamente in un intervallo di 2 ore e i risultati sono riportati in Tabella 2.4.

w <sup>Cal</sup> [kg/kg]	S <sup>Cal</sup> [cps]
0.163 ± 0.008	11.7 ± 0.2

Tabella 2.4 – Misure di calibrazione del contenuto d'acqua gravimetrico  $w^{Cal}$  e dei conteggi netti  $S^{Cal}$  del fotopicco dell'emissione del <sup>40</sup>K a 1460 keV.

# 3 Telerilevamento satellitare

Il telerilevamento, o *remote sensing*, è una tecnica di indagine a distanza che permette di ricavare informazioni qualitative o quantitative su un sistema fisico attraverso lo studio della radiazione elettromagnetica interagente col sistema. In questo lavoro di Tesi si è scelto di utilizzare una tecnica di telerilevamento satellitare per studiare il contenuto d'acqua del suolo in condizioni di terreno nudo, ovvero privo di vegetazione.

L'obiettivo di questo capitolo è quello di fornire le basi necessarie a comprendere il processo di misura del contenuto d'acqua mediante tecniche di telerilevamento, i cui risultati saranno poi correlati alle misure effettuate in situ dalla stazione gamma (Capitolo 4).

Nella prima parte vengono delineati i principi fisici che sui quali si basano le tecniche di telerilevamento. Successivamente è riportata una panoramica generale sulle caratteristiche dei sensori satellitari che è possibile utilizzare per lo studio del contenuto d'acqua. Ci si soffermerà in particoalre sul sensore RADAR (RAdio Detection And Ranging) a microonde che si utilizzerà in questo lavoro di Tesi. Il radar è costiuito da un'antenna che emette radiazione elettromagnetica nella banda delle onde radio e ne riceve la parte riflessa dalla superficie. Nel paragrafo successivo si descrivono le grandezze misurate dai sensori radar, in particolare il coefficiente di backscattering, e si introduce la relazione di questa grandezza con la permittività elettrica del suolo e il contenuto d'acqua. Nell'ultimo paragrafo sono descritte le piattaforme satellitari identiche, Sentinel-1-A e Sentinel 1-B, che trasportano le antenne radar di cui sono state utilizzate le misure, per lo studio delle correlazioni con i dati di contenuto d'acqua misurati dalla stazione gamma installata nel sito di studio.

## 3.1 Principi fisici del telerilevamento

Tutti i sistemi per il telerilevamento effettuano la misura di uno o più parametri del campo elettromagnetico incidente sul sensore, quali ad esempio l'ampiezza del campo elettrico, la fase e la polarizzazione dell'onda elettromagnetica. A partire da questi si può risalire ad altre grandezze radiometriche che dipendono attraverso una qualche relazione dalle caratteristiche della superficie che interagisce con la radiazione.

La radiazione elettromagnetica può essere interpretata dal punto di vista particellare, ovvero come flusso di fotoni (capitolo 2), oppure dal punto di vista ondulatorio, come onde elettromagnetiche: questi due approcci sono complementari nel descrivere i fenomeni di interazione tra radiazione e materia. Secondo l'interpretazione ondulatoria la radiazione è costituita da onde elettromagnetiche, ovvero oscillazioni del campo elettromagnetico che si propagano nello spazio. Il campo elettromagnetico è costituito da un campo elettrico e da un campo magnetico, ed è descritto

dalle equazioni di Maxwell. Le soluzioni di queste equazioni sono le onde elettromagnetiche. Il campo elettrico e il campo magnetico di un'onda risultano sempre ortogonali tra loro e in fase, e variano trasversalmente rispetto alla direzione di propagazione dell'onda. La direzione del campo elettrico definisce la polarizzazione di ciascuna onda che può essere lineare quando la direzione del campo è costante oppure ellittica se la direzione del campo ruota attorno alla direzione di propagazione.

Qualsiasi onda elettromagnetica può essere espressa come una combinazione lineare di onde sinusoidali che descrivono la variazione dei due campi. Ciascuna onda elettromagnetica sinusoidale è caratterizzata da diverse grandezze: la lunghezza d'onda ( $\lambda$ ), ovvero la distanza tra due creste successive dell'onda, misurata in metri (m), la frequenza ( $\nu$ ) che è il numero di oscillazioni complete dell'onda nell'unità di tempo, che ha le dimensioni del reciproco di un tempo e viene misurata in hertz (Hz), e la velocità di propagazione (s), misurata in metri al secondo (m/s) e dipendente dalla permettività elettrica (e) e dalla suscettività magnetica ( $\mu$ ) del mezzo in cui avviene la propagazione:

$$s = 1/\sqrt{e\mu} \tag{42}$$

La velocità di propagazione è anche data dal prodotto tra la lunghezza d'onda e la frequenza dell'onda. La velocità delle onde elettromagnetiche nel vuoto è massima e costante, ed è pari alla velocità della luce c.

Inoltre, ogni componente sinusoidale di un'onda qualsiasi è caratterizzata da una certa fase relativa, ovvero la posizione di ogni punto dell'onda rispetto alla posizione dei punti di una certa onda di riferimento. Essendo una qualsiasi onda sinusoidale esprimibile come una combinazione lineare di seni e coseni, per i quali un periodo completo è dato in termini angolari da un angolo giro, la fase può essere espressa come un angolo, misurato in radianti (rad).

Tutte le frequenze (o le lunghezze d'onda) possibili per un'onda elettromagnetica costituiscono lo spettro elettromagnetico (Figura 3.1). Dal momento che lo spettro è un insieme molto ampio, è conveniente definire delle bande, o finestre, ovvero degli intervalli di frequenza o di lunghezza d'onda che comprendono tutte le onde elettromagnetiche che sono prodotte da sorgenti simili e hanno le stesse proprietà. La banda del visibile, ad esempio, corrisponde all'intervallo di lunghezza d'onda a cui è sensibile l'occhio umano, tra circa 400 e 750 nm, che comprende la maggior parte della radiazione prodotta dal Sole. Al contrario, la banda dei raggi  $\gamma$  comprende la radiazione elettromagnetica con una lunghezza d'onda inferiore a 0.01 nm, che di solito è prodotta nei decadimenti radioattivi (capitolo 2). La diversità nelle onde elettromagnetiche implica anche la necessità di costruire strumenti diversi per studiare onde con frequenza molto diversa. Nell'ambito del telerilevamento, ad esempio, vengono impiegati strumenti con una grande sensibilità alla frequenza della radiazione, ma che sono in grado di captare la radiazione in un intervallo di frequenze molto limitato.



Figura 3.1 – Schema della suddivisione dello spettro elettromagnetico in diverse bande spettrali. È riportata la scala delle frequenze (*Frequency*) (Hz) e delle lunghezze d'onda (*Wavelenght*) (m) delle onde elettromagnetiche. . Le finestre dell'infrarosso e del visibile sono ulteriormente suddivise nelle bande dell'infrarosso lontano (NIR), infrarosso termico (TIR), infrarosso medio (MIR), infrarosso vicino (NIR), e nelle finestre del rosso (R), verde (G) e blu (B). Le frequenze tra 1 e 100 GHz sono suddivise nelle bande stabilite dalla IEEE (*Institute of Electrical and Electronics Engineers*) e rappresentano le frequenze normalmente usate dai radar satellitari e terrestri.

Le onde elettromagnetiche trasportano energia e quantità di moto, le quali sono scambiate con la materia nei fenomeni di interazione. Le interazioni che vengono considerate nel telerilevamento coinvolgono lo scambio di energia tra radiazione e materia. La radiazione, interagendo con l'atmosfera e la superficie terrestre, va incontro a fenomeni di trasmissione, assorbimento, emissione e riflessione (o diffusione).

L'energia della radiazione può essere espressa attraverso determinate grandezze radiometriche, che prendono in considerazione solo l'energia scambiata nell'interazione e la geometria tra radiazione e superficie interagente, considerando ad esempio l'angolo di incidenza o riflessione. L'energia radiante (*E*) definisce in generale l'energia associata ad un'onda elettromagnetica che incide, attraversa o viene emessa dalla superficie di un corpo in un certo intervallo di tempo. L'energia radiante nell'unità di tempo è definita come il flusso radiante ( $\Phi$ ), anche detto potenza radiante, mentre se è riferita ad un certo intervallo di lunghezze d'onda rappresenta la densità spettrale di energia (*E*<sub>γ</sub>). La distribuzione del flusso radiante rispetto alla direzione di propagazione dipende dall'angolo  $\theta$  tra la direzione di propagazione e dell'onda elettromagnetica e la normale alla superficie considerata: questa distribuzione è data dalla radianza (*L*), che è la porzione di energia riflessa, trasmessa o emessa per unità di superficie del corpo e di tempo, nell'unità di angolo solido attorno alla direzione di propagazione. L'irradianza (I) è data dal flusso radiante incidente sulla superficie, per unità di area. L'emittanza (in inglese, *exitance*) (M) è data dal flusso radiante emesso da una superficie, per unità di area emittente (Tabella 3.1).

Grandezza	Relazione con le altre grandezze	Unità di misura
Energia radiante	Ε	J
Flusso radiante	$\Phi = \partial E / \partial t$	W
Densità spettrale di energia	$E_{\lambda} = \partial E / \partial \lambda$	J m <sup>-1</sup>
Irradianza	$I = \frac{\partial \Phi_{i}}{\partial A}$	$W m^{-2}$
Emittanza	$M = \frac{\partial \Phi_{\rm e}}{\partial {\rm A}}$	$W m^{-2}$
Radianza	$L = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial A \partial \Omega \cos \theta}$	${\rm W}{\rm m}^{-2}{\rm s}{\rm r}^{-1}$
Trasmittanza	$T = \Phi_t / \Phi_i$	\
Riflettanza	$R = \Phi_r / \Phi_i$	\
Assorbanza	$A = -\ln T$	\
Emissività	$\varepsilon = \Phi_{\rm e} / \Phi_{\rm 0}$	\

Tabella 3.1 –Principali grandezze radiometriche usate per caratterizzare i sistemi fisici sulla base della loro interazione con la radiazione. Nella definizione di radianza, A è l'area della superficie del corpo,  $\Omega$  l'angolo solido (misurato in steradianti) e  $\theta$  l'angolo tra la normale alla superficie e la direzione di propagazione. I pedici presenti in alcune definizioni richiamano il fenomeno a cui è associato il flusso radiante: "t" per trasmesso, "r" per riflesso, "e" per emesso. Il pedice "0" sta ad indicare che il flusso si riferisce al modello di corpo nero.

A partire dai tre fenomeni principali di interazione tra la radiazione e la superficie terrestre e dal principio di conservazione dell'energia si può definire l'energia della radiazione incidente  $E_i$  come la somma dell'energia trasmessa  $E_t$ , riflessa  $E_r$  e assorbita  $E_a$ :

$$E_i = E_t + E_r + E_a \tag{43}$$

La frazione di energia relativa ad ogni processo di interazione, rispetto al totale dell'energia incidente, è il coefficiente associato ad ogni processo. La somma dei coefficienti di riflessione ( $\rho$ ), di assorbimento ( $\alpha$ ) e di trasmissione ( $\tau$ ) è uguale a 1:

$$\tau + \rho + \alpha = 1 \tag{44}$$

La trasmittanza (T) e la riflettanza (R) sono date rispettivamente dal rapporto tra il flusso radiante trasmesso oppure riflesso e quello incidente. L'assorbanza (A) invece è data dall'opposto del logaritmo naturale della trasmittanza (Tabella 3.1).

I coefficienti di trasmissione, riflessione e assorbimento dipendono dalla composizione chimica, dalla temperatura, dalla geometria e dallo stato fisico del corpo osservato. La curva di riflettanza spettrale, detta anche firma spettrale, descrive l'energia riflessa in funzione della lunghezza d'onda. La firma spettrale di un corpo ha una forma caratteristica e può essere utile per identificare la presenza di certe strutture sulla superficie terrestre, come ad esempio la vegetazione oppure uno specchio d'acqua. Nella Figura 3.2 è riportato un esempio di curve di riflettanza spettrale di un suolo per diversi contenuti d'acqua. La forma della curva spettrale rimane invariata, ma il contenuto d'acqua incide sul valore della riflettanza a parità di lunghezza d'onda. Nella banda del visibile e del vicino infrarosso, all'aumentare del contenuto d'acqua diminuisce la riflettanza: nella banda visibile il fenomeno è evidente all'occhio umano nel cambiamento di colore del suolo. Infatti, un suolo con un contenuto d'acqua più alto risulta più scuro di un suolo secco e questo corrisponde ad una minore riflettanza nel visibile. Lo studio delle curve di riflettanza può fornire indicazioni anche sugli altri modi di interazione della radiazione, come ad esempio l'assorbimento o la trasmissione: una variazione della riflettanza di una certa lunghezza d'onda corrisponde sempre ad un'uguale variazione nel contributo degli altri tipi di interazione (equazione (44)).



Figura 3.2 – Curve di riflettanza spettrale (*Reflectance*) di uno stesso suolo per diversi valori del contenuto d'acqua (*Soil moisture*). Quest'ultimo è misurato in grammi di acqua per chilogrammo di massa del campione. La riflettanza spettrale è espressa in funzione della lunghezza d'onda della radiazione registrata: l'intervallo di lunghezze d'onda riportato nel grafico comprende le bande del visibile e del vicino infrarosso (NIR). In corrispondenza di 1420, 1950, and 2200 nm la riflettanza subisce un brusco calo a causa della prevalenza, per queste lunghezze d'onda, del fenomeno dell'assorbimento rispetto alla riflessione.

Il modello di corpo a cui si fa riferimento di solito, e per il quale tutti i coefficienti dipendono solo dalla temperatura, è il modello di corpo nero, un oggetto teorico che assorbe tutta la radiazione incidente senza rifletterla o trasmetterla ( $\alpha = 1, \tau = \rho = 0$ ), e si trova in equilibrio termico con essa. Un corpo nero può essere approssimato con una cavità di materiale opaco (trasmittanza nulla) e poco riflettente, dotata di un foro di dimensioni trascurabili, tali che la radiazione che riesce a passare attraverso il foro non turbi l'equilibrio termico all'interno della cavità. Si può definire un coefficiente di emissione  $\varepsilon$ , che è uguale al coefficiente di assorbimento e pari ad 1 nel caso del corpo nero:  $\varepsilon =$  $1 = \alpha$ . L'uguaglianza tra i coefficienti di assorbimento ed emissione ( $\varepsilon = \alpha$ ) è valida per tutti i corpi, anche per quelli reali, che si trovano in equilibrio termodinamico con il loro ambiente (legge di Kirchhoff). Per i corpi reali il coefficiente di emissione è inferiore a quello di corpo nero,  $0 < \varepsilon < 1$ , poiché essi non sono emettitori perfetti: il coefficiente di emissione è anche detto emissività, e per un corpo qualsiasi si definisce come la frazione del flusso radiante del corpo rispetto al flusso radiante di un corpo nero alla stessa temperatura (Tabella 3.1).

Un corpo nero può essere preso come riferimento poiché emette energia secondo una relazione che dipende unicamente dalla sua temperatura. Il suo spettro di emissione, ossia la radianza spettrale  $L_{\lambda}$ , è descritto dalla legge di Planck per l'emissione di corpo nero (qui presentata in funzione della lunghezza d'onda  $\lambda$  della radiazione):

$$L_{\lambda}(\lambda,T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{hc/\lambda k_B T} - 1}$$
(45)

dove T è la temperatura del corpo nero, h la costante di Planck,  $k_B$  la costante di Boltzmann e c la velocità della luce. Nella Figura 3.3 è riportata la curva dello spettro di corpo nero, descritta dalla legge di Planck, per una temperatura di 5250 °C (5523 K), insieme allo spettro di emissione solare misurato da satellite e da strumenti a terra. In quest'ultimo caso lo spettro è da considerarsi indicativo, in quanto variabile a seconda delle condizioni atmosferiche e della posizione del sensore sul globo. Dal grafico è evidente che, pur avendo dei valori di radianza inferiori, lo spettro della superficie tende a quello del corpo nero, in virtù del fatto che il sistema si può considerare in equilibrio termodinamico.



Figura 3.3 – Spettri dell'irradianza spettrale solare e spettro di corpo nero (linea grigia) per una superficie a 5250 °C nelle bande dell'ultravioletto, del visibile e dell'infrarosso. I due spettri di irradianza sono misurati da sensori posti al limite dell'atmosfera (*Sunlight at Top of the Atmosphere*) e da sensori al livello del mare (*Radiation at Sea Level*). L'irradianza misurata al livello del mare è fortemente affetta dall'assorbimento dei raggi solari dovuto all'atmosfera: i bruschi minimi che si notano nello spettro sono dovuti all'assorbimento operato da diversi gas, la cui formula chimica (in viola) è riportata in corrispondenza delle diverse lunghezze d'onda interessate dal fenomeno. Gli spettri presentano un picco in corrispondenza della finestra del colore verde (500-570 nm).

La legge di Planck fu formulata all'inizio del secolo scorso per rispondere alle evidenze sperimentali sullo spettro di emissione dei corpi, che contraddicevano le leggi della fisica classica. La teoria classica della radiazione di corpo nero, infatti, prevede che l'energia emessa da un corpo nero sia proporzionale alla temperatura del corpo e al guadrato della freguenza della radiazione, e all'aumentare della frequenza l'energia emessa diverge all'infinito (legge di Rayleigh-Jeans). Questo fenomeno, noto storicamente con il nome di "catastrofe ultravioletta", è in contrasto con lo spettro di corpo nero misurato sperimentalmente, che si mantiene finito su tutte le frequenze. La svolta fondamentale che permise di risolvere il problema è dovuta a Planck con il postulato di quantizzazione dell'energia. Nato inizialmente solo come un artificio matematico, questo postulato afferma che i valori dell'energia E che può assumere un'onda elettromagnetica emessa dal corpo nero sono proporzionali alla sua frequenza v, secondo la relazione E = nhv, dove h è la costante di Planck e n = 0, 1, 2, ... Passando da un intervallo infinito e continuo di energie possibili ad un intervallo infinito ma discreto, Planck riuscì ad ottenere una legge che descrive perfettamente i dati sperimentali. Lo stesso Planck non si rese conto delle implicazioni fisiche del postulato di quantizzazione: sulla base di questo alcuni anni dopo Einstein introdusse il concetto più ampio di quanti di energia elettromagnetica, in grado di essere scambiati e in grado di propagarsi nello spazio. Per questo la legge di Planck ha rappresentato uno dei punti di svolta fondamentali che hanno portato alla formulazione della prima teoria della meccanica quantistica.

A partire dalla legge di Planck è possibile ricavare altre leggi che descrivono l'emissione di corpo nero. La legge di Wien esprime la proporzionalità inversa tra la temperatura del corpo nero T e la lunghezza d'onda  $\lambda_0$  per la quale si ha il massimo della radianza:

$$\lambda_0 T = 2.9 \times 10^{-3} \, m \, K \tag{46}$$

Se si integra la radianza di corpo nero espressa dalla legge di Planck su tutte le frequenze e su tutto l'angolo solido, si ottiene la legge di Stefan-Boltzmann. Questa esprime la proporzionalità tra il flusso radiante  $\Phi$  per unità di superficie del corpo e la quarta potenza della temperatura T:

$$\Phi = \sigma T^4 \tag{47}$$

dove  $\sigma$  è la costante di Stefan-Boltzmann.

## 3.2 Sensori satellitari

Gli studi di telerilevamento satellitare sul contenuto d'acqua iniziarono tra gli anni '70 e '80, grazie alla messa in orbita di un gran numero di satelliti con a bordo sensori per la produzione di immagini digitali della superficie terrestre.

I sensori satellitari possono essere sensori di *imaging*, che producono immagini della superficie terrestre, oppure sensori di *non-imaging*. Questi ultimi, a differenza dei primi, misurano in ogni istante tutto il segnale proveniente dal campo di visione, senza essere sensibili alle sue variazioni nello spazio. Di solito questi sistemi sono montati a bordo insieme ai sensori di imaging e acquisiscono misure di vario genere, ad esempio l'altitudine, l'intensità del campo magnetico terrestre, o parametri atmosferici come ad esempio la temperatura media dell'aria o la velocità del vento. In questo capitolo ci si occuperà unicamente dei sistemi di imaging, che sono la tipologia utilizzata nell'ambito del remote sensing.

L'interesse nell'utilizzo dei sistemi satellitari, anche detti *spaceborne*, piuttosto che di quelli aviotrasportati, *airborne*, sta nella possibilità di avere un campo di visione più ampio per gli strumenti, che è una necessità fondamentale per gli studi su regioni molto ampie del globo.

In generale, il campo di visione di un sensore, o Field Of View (FOV), è l'angolo solido dal quale proviene la radiazione rilevata dal sensore nel corso di un'acquisizione (Figura 3.4). Il FOV è determinato dalla distanza tra il sensore e il sistema studiato e dal campo visivo istantaneo, o Istantaneuos Field Of View (IFOV): quest'ultimo è l'angolo solido dal quale proviene la radiazione che può essere rilevata dal sensore istantaneamente (Figura 3.4). A seconda delle definizioni, il campo di visione può essere misurato anche come un angolo piano, dato dall'intersezione dell'angolo solido e del piano ortogonale alla superficie indagata. In questo caso il Field Of View (oppure l'Istantaneous Field Of View) dipende dall'angolo di vista del sensore, ovvero dall'angolo tra la normale alla superficie terrestre e il punto indagato su di essa, ed è dato dalla differenza tra l'angolo di vista massimo e minimo definito dagli estremi della superficie. Il campo di visione a terra, o Ground projected IFOV (GIFOV) (Figura 3.4), è la misura della proiezione a terra del campo di visione istantaneo, considerato come angolo piano:

$$GIFOV = 2H \times \tan(IFOV/2) \tag{48}$$

dove H è l'altitudine dell'orbita. Nel linguaggio del telerilevamento satellitare, si usa definire *ground swath* ("passaggio a terra") la larghezza del campo di visione proiettato a terra, considerata nella direzione perpendicolare alla direzione di volo. Si definisce invece *ground track* ("traccia a terra") la proiezione sulla superficie dell'orbita del satellite (Figura 3.4).



Figura 3.4 – Schema del rapporto tra Instantaneous Field OF View (IFOV), Field Of View (FOV), Ground-projected IFOV (GIFOV). Quest'ultimo è dato dal lato dell'area sottesa dall'IFOV (area in verde) lungo la perpendicolare alla *ground track*, ovvero la proiezione a terra dell'orbita. Lo strumento a bordo del satellite può essere composto da più sensori, disposti opportunamente e ciascuno dei quali caratterizzato da un certo IFOV, oppure da un singolo sensore. In quest'ultimo caso l'acquisizione si svolge facendo ruotare il sensore attorno ad un asse parallelo alla direzione di volo, in modo da registrare la radiazione relativa a tutta la superficie sottesa dal FOV, la cui lunghezza è pari al ground swath.

Le orbite dei satelliti, ovvero le loro traiettorie, e l'altitudine, ovvero la distanza media dei punti dell'orbita dalla superficie terrestre, possono variare considerevolmente a seconda della tipologia e dell'obiettivo di studio degli strumenti utilizzati. In generale le orbite si differenziano in base all'altitudine e all'orientamento del piano orbitale. Quest'ultimo può essere parallelo al piano equatoriale terrestre (orbite equatoriali) oppure passante per i poli (orbite polari). Le orbite con l'altitudine maggiore (circa 36000 km) sono orbite equatoriali e sono occupate dai satelliti geostazionari, la cui velocità angolare è uguale a quella della rotazione terrestre: in questo modo gli strumenti a bordo del satellite indagano continuamente la stessa regione della superficie. I satelliti geostazionari vengono utilizzati prevalentemente per studi meteorologici e dei parametri

dell'atmosfera. I satelliti usati per l'imaging, al contrario, di solito seguono orbite polari con un'altitudine inferiore, tra i 600 km e i 1000 km. Tali orbite sono in genere eliosincrone, ovvero hanno un'altitudine e un orientamento tali che il satellite che le percorre transita sulla stessa regione sempre alla stessa ora locale. Questa condizione si ottiene se il piano orbitale ruota a sua volta, rispetto alle stelle, con la stessa velocità angolare della Terra nella sua rivoluzione attorno al Sole. Perciò i satelliti che seguono tali orbite producono immagini della superficie sempre nelle stesse condizioni di illuminazione solare, a parità di giorno dell'anno. Ciò permette di eseguire studi multitemporali, i quali utilizzano acquisizioni effettuate a intervalli temporali regolari: questi studi possono essere effettuati solo quando rimangono costanti le condizioni in cui viene effettuata la misura, come ad esempio le condizioni di illuminazione oppure il tipo di sensore utilizzato.

I satelliti di imaging hanno un'altitudine inferiore rispetto a quella di altri satelliti meteorologici e ciò permette di coprire aree relativamente ampie pur mantenendo una buona risoluzione spaziale. La risoluzione spaziale è definita come la distanza minima che deve esserci tra due oggetti uguali, in termini di segnale misurato dal sensore, perché essi possano essere distinti. La risoluzione spaziale è "alta" quando il suo valore è un numero piccolo, e al contrario è "bassa" quando il suo valore è un numero grande, e questo sempre rispetto alle dimensioni del sistema indagato. A parità di sensori utilizzati, il parametro che influenza maggiormente la risoluzione spaziale è il GIFOV (vedi equazione (48)), perciò all'aumentare dell'altitudine aumenta il campo di visione istantaneo e la risoluzione spaziale diventa più bassa. Nella Figura 3.5 sono riportate quattro immagini con diverse risoluzioni spaziali, acquisite con sistemi airborne e spaceborne. Le immagini acquisite da un sensore aviotrasportato risultano avere una risoluzione spaziale più alta rispetto a quelle da satellite, per via della minore altitudine. I sistemi airborne, infatti, non superano i 10 km di altitudine e di solito sono sfruttati in casi particolari in cui si necessiti di un'alta risoluzione spaziale (inferiore ad un metro), su aree limitate o per situazioni che non richiedono misure ripetute nel tempo. Per quanto riguarda i sensori satellitari, spesso l'altitudine non è l'unico fattore che incide sulla risoluzione spaziale (vedi Figura 3.5, immagini di Sentinel-2 e Landsat 8): ad esempio, il satellite Sentinel-2 ha un'altitudine maggiore rispetto al satellite Landsat 8, ma produce immagini con una risoluzione spaziale più alta. Quest'ultima quindi dipende soprattutto dalla tecnologia impiegata nella costruzione dei sensori e negli algoritmi utilizzati per il processamento dei dati.



Figura 3.5 – Comparazione delle immagini di una zona urbana del centro di Berlino, in Germania. Tutte le immagini sono state acquisite da sensori che operano registrando la radiazione visibile o nel vicino infrarosso. Da sinistra verso destra: una fotografia ottenuta con il sensore HyMap (NASA), aviotrasportato, la cui altitudine massima arriva a circa 8 km. HyMap ha un GIFOV di 2.5 x 2.0 m rispettivamente nella direzione di volo e in quella parallela, ma la risoluzione spaziale effettiva nell'immagine (3.6 m) risulta più bassa del valore nominale del GIFOV. Continuando verso destra, si ha un'immagine acquisita dal satellite Sentinel-2 (ESA), che ha un'altitudine media di circa 790 km; i diversi sensori a bordo di questo satellite hanno un GIFOV variabile tra 60 x 60 m e 20 x 20 m, e l'immagine qui presentata ha una risoluzione spaziale di 10 m. Infine, un'immagine acquisita da Landsat-8 (NASA e U.S. Geological Survey), un satellite che ha un'altitudine media di 705 km e un GIFOV di 30 x30 m per tutti gli strumenti a bordo: l'immagine riportata ha una risoluzione spaziale di 30 m.

L'utilizzo di piattaforme satellitari permette di ottenere osservazioni ripetute nel tempo e su periodi lunghi. La frequenza delle osservazioni varia molto, da giornaliera ad annuale, a seconda del satellite e della regione del globo considerata. Le immagini satellitari permettono quindi il monitoraggio nel tempo di tutti i fenomeni che hanno scale temporali lunghe (ad esempio l'erosione dei suoli, la deforestazione, lo scioglimento dei ghiacciai, etc...), ma anche di quelli che richiedono osservazioni continue e frequenti, come appunto il contenuto d'acqua nel suolo.

Le misure tradizionali del contenuto d'acqua nel suolo, attraverso ad esempio il metodo gravimetrico (paragrafo 1.2.2) o l'utilizzo di sensori a terra, forniscono risultati puntuali, ristretti ad una porzione molto limitata di suolo ( $\sim$  cm) e ad un momento specifico. Le informazioni ottenute da dati satellitari, invece, permettono di studiare aree molto vaste, anche a scala regionale o nazionale ( $\sim$  km), continuamente nel tempo.

Nell'ambito dell'agricoltura di precisione, il monitoraggio del contenuto d'acqua nel suolo è necessario per la programmazione delle irrigazioni, perciò deve essere continuo nel tempo, con la risoluzione temporale più alta possibile e una risoluzione spaziale compatibile alle dimensioni del campo agricolo. Queste esigenze possono essere soddisfatte sfruttando le tecniche di telerilevamento satellitare, che sfruttano le relazioni esistenti tra le grandezze misurate dai sensori satellitari e le caratteristiche fisiche della superficie. Il contenuto d'acqua incide sul colore del suolo, sulla sua capacità termica e sulla sua permittività elettrica, e queste grandezze a loro volta determinano l'energia della radiazione elettromagnetica che viene riflessa o emessa dalla superficie ed è misurata dai sensori di remote sensing.

#### 3.2.1 Tipi di sensori

I sensori usati per il telerilevamento con piattaforme satellitari sono sensibili alla radiazione in diverse finestre dello spettro elettromagnetico, dalla banda del visibile e vicino infrarosso (banda VNIR, *Visible and Near InfraRed*, 0.4 – 1.1 μm), passando per l'infrarosso termico (TIR, *Thermal InfraRed*, 3.5 – 15 μm), fino alle microonde (1 mm – 1 m). L'utilizzo di queste sole bande è determinato dalla trasmittanza atmosferica, che varia in base alla lunghezza d'onda della radiazione che l'attraversa. L'atmosfera è opaca, ovvero ha una trasmittanza nulla, per la radiazione più energetica di quella visibile, come ad esempio i raggi UV, i raggi X e i raggi γ, e per le onde radio con lunghezza d'onda superiore ai 10 m. La radiazione in tali bande emessa dal suolo perciò non può raggiungere i sensori a bordo dei satelliti. In Figura 3.6 è riportata la curva di trasmittanza dell'atmosfera relativamente alle bande dello spettro elettromagnetico sopracitate.



Figura 3.6 –Trasmittanza dell'atmosfera (in %) in funzione della lunghezza d'onda della radiazione incidente nelle diverse bande dello spettro elettromagnetico. I limiti di tali bande possono variare leggermente a seconda della convenzione. Nell'area del grafico sono riportate le formule chimiche delle principali molecole presenti in atmosfera e responsabili dell'assorbimento della radiazione.

I sistemi ottici operano nella banda VNIR (*Visible and Near InfraRed*,  $0.4 - 1.1 \mu$ m) e nella banda dell'infrarosso riflesso SWIR (*Short Wave InfraRed*,  $1.1 - 3.0 \mu$ m) e registrano la riflettanza della superficie terrestre. Nel caso del suolo nudo la riflettanza è influenzata dal contenuto d'acqua (Figura 3.2). Diversi studi hanno dimostrato l'esistenza di una relazione di tipo polinomiale o esponenziale tra le due grandezze, ma senza la possibilità di una generalizzazione al di fuori del sito e del particolare tipo di suolo studiati. La riflettanza infatti è influenzata moltissimo dalle caratteristiche pedologiche del suolo come la composizione mineralogica, la tessitura, la frazione organica e la rugosità, che sono caratteristiche con un'alta variabilità spaziale. Per sopperire alla differenza di scala tra le misure satellitari e le variazioni del contenuto d'acqua sul sito di studio è opportuno affiancare alle tecniche di remote sensing anche delle misure sul campo. Queste ultime, però, sono spesso poco efficaci poiché non permettono un'adeguata ripetitività nel tempo, e questo vale soprattutto per il metodo gravimetrico, e spesso forniscono dati puntuali che non si accordano adeguatamente alla risoluzione spaziale delle immagini satellitari. La soluzione migliore è quella di utilizzare tecniche in

situ che impieghino sensori con una risoluzione spaziale media, comparabile a quella del sensore satellitare, ed effettuino un monitoraggio continuo nel tempo non invasivo, come ad esempio la stazione gamma permanente che è stata utilizzata in questo lavoro di Tesi (paragrafo 2.3).

I sistemi ottici presentano alcuni svantaggi: essi hanno una scarsa capacità di penetrazione della copertura nuvolosa, il che non permette di acquisire immagini in qualsiasi condizione atmosferica, e una bassa capacità di penetrazione nel suolo (~ 1 mm). La profondità di penetrazione del suolo, ovvero il campo di visione verticale, in questo tipo di applicazioni si può approssimare con la lunghezza d'onda della radiazione utilizzata.

Solitamente, le acquisizioni in banda ottica vengono utilizzate in concomitanza con acquisizioni in altre bande, e sono sfruttate per la determinazione di parametri riguardanti ad esempio la vegetazione presente sul sito e la presenza di strutture antropiche. Tra i vantaggi dell'uso di sensori ottici vi è comunque la facilità nell'interpretazione delle immagini acquisite e l'alta risoluzione spaziale. Il flusso radiante della radiazione riflessa è molto alto, nelle bande del visibile e vicino infrarosso, perciò è possibile avere sensori con un IFOV molto ridotto, e un'alta risoluzione. Infatti l'energia riflessa dalla superficie terrestre dipende da quella incidente su di essa ovvero dallo spettro di emissione del Sole, il quale ha il massimo di intensità nella banda del visibile

I sensori operanti nella banda dell'infrarosso termico (IR, 3.5  $\mu$ m – 1 mm) misurano la radianza della superficie terrestre. La curva di radianza può essere approssimata con uno spettro di corpo nero e sfruttando la legge di Wien (equazione (46)) si può stimare la temperatura della superficie. Il picco della radianza terrestre si ha circa a 10  $\mu$ m, che corrisponde ad una temperatura di circa 290 K. In Figura 3.3 è riportata la curva dello spettro di corpo nero, descritta dalla legge di Planck, per una temperatura di 294 K, insieme allo spettro di emissione della superficie terrestre. L'irradianza misurata, ovvero il flusso radiante incidente sullo strumento per unità di area, è variabile a seconda delle condizioni atmosferiche, a causa dell'assorbimento atmosferico, e dalla regione del pianeta indagata per la misura. È possibile quindi che altri spettri acquisiti in altre condizioni presentino un picco di intensità in corrispondenza di una lunghezza d'onda diversa, e quindi si possano approssimare con uno spettro di corpo nero ad una diversa temperatura. Dal grafico è evidente che lo spettro della superficie tende a quello del corpo nero, siccome il sistema si può considerare in equilibrio termodinamico.



Figura 3.7 – Spettro dell'irradianza spettrale dovuta all'emissione della superficie terrestre e spettro di corpo nero (linea rossa) per una superficie a 294 K. Il flusso radiante sullo strumento (*Flux*) è misurato in unità di superficie e di numero d'onda (cm<sup>-1</sup>), ovvero del reciproco della lunghezza d'onda, dove quest'ultima si intende misurata in nanometri. La banda dello spettro elettromagnetico qui compresa si trova nell'infrarosso termico. Lo spettro di emissione terrestre è misurato al di fuori dell'atmosfera, ed è perciò affetto dall'assorbimento operato da essa: è riportata la formula chimica delle principali molecole che assorbono la radiazione a determinate a lunghezze d'onda.

L'acqua influenza le proprietà termiche del suolo, come la capacità e la conducibilità termiche. Le variazioni nel contenuto d'acqua incidono quindi sull'ampiezza della variazione diurna della temperatura del suolo: ad un maggiore contenuto d'acqua corrispondono una temperatura più bassa durante il giorno e più alta durante la notte. È quindi possibile stabilire una relazione di tipo empirico tra il contenuto d'acqua e le variazioni di temperatura del suolo, sfruttando misure effettuate a terra. Come nel caso delle indagini in banda ottica questo tipo di studi è fortemente limitato dalle specificità del sito indagato, in questo caso anche a causa di fattori climatici, che incidono sull'escursione termica giornaliera, a causa delle caratteristiche del suolo, del campo di visione verticale limitato (pochi millimetri di profondità) e dall'eventuale copertura nuvolosa presente al momento dell'acquisizione delle immagini satellitari.

I sensori più utilizzati in assoluto per lo studio del contenuto d'acqua sono i sensori a microonde (1 mm – 1 m), la maggior parte dei quali è sensibile a lunghezze d'onda tra 0.5 cm e 30 cm. Tra i vantaggi del loro uso vi è l'alta trasmittanza atmosferica per la radiazione in questa banda e quindi la possibilità di operare in qualsiasi condizione meteorologica. La radiazione a microonde, inoltre, ha un campo di visione verticale che arriva a qualche centimetro di profondità del suolo, grazie alla maggiore lunghezza d'onda.

I sensori a microonde possono essere passivi o attivi: i primi, anche detti radiometri, captano le microonde emesse e diffuse dalla superficie terrestre e dall'atmosfera, mentre i secondi sono radar,

e si basano sull'invio di un segnale verso la superficie da indagare e la ricezione della sua frazione riflessa.

I radiometri captano l'emissione terrestre nella banda delle microonde e permettono di misurare la temperatura di brillanza della superficie. La temperatura di brillanza  $T_b$  è definita come la temperatura di un corpo nero che emette la stessa quantità di radiazione emessa dalla superficie studiata con la stessa frequenza. Questa grandezza è data dal prodotto della temperatura della superficie  $T_s$  per la sua emissività  $\varepsilon$ :

$$T_b = T_s \times \varepsilon \tag{49}$$

L'emissività dipende anche dalla permittività elettrica del mezzo irradiante. La permittività elettrica delle componenti solide del suolo è molto diversa da quella dell'acqua, poiché la polarità delle molecole d'acqua facilita la loro polarizzazione nel momento in cui si trovino immerse in un campo elettrico. Le componenti solide del suolo, al contrario, sono composte prevalentemente da minerali, i quali sono isolanti e perciò hanno una permittività elettrica inferiore e si polarizzano meno facilmente. Perciò, la differenza tra la permittività elettrica dei suoli secchi e quella dei suoli bagnati incide sul segnale misurato dal sensore, permettendo una correlazione tra la temperatura di brillanza e l'umidità del suolo. La permittività elettrica di un materiale dipende non solo dalle caratteristiche delle molecole che lo compongono, ma anche dalla frequenza del campo elettrico applicato. Nel caso dell'acqua, la permittività elettrica risulta particolarmente alta per le frequenze della radiazione a microonde, perciò gli strumenti che operano in questa banda risultano tra i più sensibili alle variazioni del contenuto d'acqua (paragrafo 3.2.2.1).

I sensori a microonde attivi, o radar, captano la parte riflessa dalla superficie del segnale che hanno emesso. L'energia riflessa da una superficie viene studiata attraverso il coefficiente di *backscattering*, che è una grandezza che caratterizza nello specifico il segnale dei radar, e così come la radianza, dipende dalla permittività elettrica del suolo. Anche questo tipo di sensori, perciò, risulta molto sensibile al contenuto d'acqua. Le antenne radar, infatti, sono gli strumenti che permettono di avere la migliore risoluzione spaziale in concomitanza con una buona sensibilità al contenuto d'acqua. La trattazione dei principi fisici alla base delle misure dei sistemi radar è riportata nel paragrafo 3.2.2.

Una differenza fondamentale tra i radiometri e i radar è la risoluzione spaziale. La radianza della superficie terrestre nelle microonde è molto bassa, perciò i radiometri necessitano di un campo di visione istantaneo molto ampio: su tutto l'angolo solido, il flusso spettrale nelle microonde risulta inferiore a  $10^{-10} W m^{-2} \mu m^{-1}$ , mentre ad esempio nella banda infrarossa supera i  $20 W m^{-2} \mu m^{-1}$ . In generale quindi i radiometri presentano una bassa risoluzione spaziale. I sistemi radar possono raggiungere, al contrario, risoluzioni spaziali attorno a 10 m, poiché la potenza riflessa

dalla superficie dipende direttamente dalla potenza incidente su di essa, che viene fornita dall'antenna radar. A titolo di esempio, la Figura 3.8 riporta il confronto tra gli IFOV di un radiometro satellitare (WindSat) al variare della frequenza della radiazione rilevata. Per confronto, si consideri che le antenne radar dei satelliti Sentinel-1, di cui si parlerà nei prossimi paragrafi, operano ad una frequenza di circa 5 GHz e raggiungono una risoluzione spaziale di 20 x 20 m, a differenza dei 40 km x 60 km di WindSat per la radiazione a circa 7 GHz.



WindSat Channel Footprints



Dopo aver considerato tutti i vantaggi e i limiti dell'utilizzo dei diversi sensori, si può giustificare la scelta dell'utilizzo di un'antenna radar a microonde, montata sul satellite Sentinel-1 dell'ESA (European Space Agency) per lo studio del contenuto d'acqua. In questo lavoro di Tesi, le misure da remoto saranno correlate a quelle effettuate con la spettroscopia gamma (paragrafo 2.3) che hanno una risoluzione spaziale pari al campo di visione del sensore gamma, corrispondente ad un'area circolare di 25 m di raggio (approssimabile ad un quadrato di lato 50 m) ed un campo di visione verticale di 30 cm. Gli strumenti satellitari che si utilizzeranno si trovano a bordo dei due satelliti Sentinel-1 A e B dell'ESA (*European Space Agency*) (paragrafo 3.4), hanno una risoluzione spaziale di 20 x 20 m ed un campo di visione verticale di circa 5 cm. Altri strumenti a microonde con un maggiore potere di penetrazione, come quelli montati sui satelliti SMOS (ESA) e SMAP (NASA), hanno però una risoluzione spaziale della decina di chilometri. La frequenza di passaggio di Sentinel-1 nell'area del sito investigato, inoltre, è in media di due giorni, il che è sufficiente a garantire un buon monitoraggio delle variazioni del contenuto d'acqua.

### 3.2.2 Radar satellitari e antenne ad apertura sintentica (SAR)

Ciò che un'antenna radar capta è la parte del segnale inviato che viene riflesso dalla superficie lungo la direzione di incidenza, ovvero il suo "eco". In linea generale, tutti i radar sfruttano questo segnale per determinare ad esempio la distanza dell'oggetto, dipendente dall'intervallo di tempo tra la trasmissione e la ricezione del segnale riflesso, e la sua velocità radiale, a partire dallo spostamento Doppler del segnale ricevuto rispetto a quello inviato. Le antenne radar satellitari dedicate all'imaging sono antenne di tipo *Side Looking Airborne Radar* (SLAR), ovvero operano in una modalità detta *side looking* ("vista laterale"), emettendo e ricevendo il segnale lungo una sola direzione che forma un certo angolo con la normale alla superficie indagata. La proiezione del segnale a terra definisce il campo di visione istantaneo a terra (GIFOV), anche detto *footprint*, le cui dimensioni definiscono la risoluzione spaziale (Figura 3.9).



Figura 3.9 – Schema della geometria dell'emissione di un segnale da parte di un'antenna SLAR. Il satellite si muove lungo il *flight path*, ovvero l'orbita, la cui proiezione a terra è la *ground track*. La direzione parallela alla traccia a terra è la direzione di *azimut*, mentre la direzione ortogonale è la direzione di *ground range*. La direzione di *slant range* è data dalla direzione di propagazione del segnale. Il *footprint* ("impronta") dell'antenna è il GIFOV, ovvero la proiezione a terra dell'angolo solido occupato dal segnale. La lunghezza del footprint in direzione ground range è lo *swath*. L'angolo di vista dell'antenna varia lungo la direzione di ground range, perciò ci si riferisce agli estremi del footprint con i termini di *near-range* ("range vicino") e *far-range* ("range lontano"), che definiscono le due rette parallele all'azimut con gli angoli di vista rispettivamente minore e maggiore.

Nel linguaggio del telerilevamento radar, specie quando si parla di risoluzioni spaziali, si considerano la direzione di *azimut*, parallela alla direzione di moto dell'antenna, le direzioni di *slant range* (direzione di propagazione del segnale) e di *ground range* (la proiezione a terra della direzione di slant range). L'apertura angolare dell'antenna nelle direzioni di azimut e slant range è uno dei parametri che definiscono le dimensioni dell'impronta a terra (footprint) (Figura 3.10). Di solito

l'antenna radar viene approssimata con un oggetto rettangolare di lato  $L_{az}$  nella direzione del moto e altezza  $L_h$  nella direzione perpendicolare. L'apertura angolare in azimut  $\theta_{az}$  è determinata dalla lunghezza  $L_{az}$  dell'antenna e dalla lunghezza d'onda del segnale  $\lambda$ , legata alla sua frequenza  $\nu$  dalla relazione  $c = \lambda \nu$ , dove c è la velocità della luce:

$$\theta_{az} = \frac{\lambda}{L_{az}} = \frac{c}{\nu L_{az}} \tag{50}$$

Una relazione analoga vale per l'apertura angolare in slant range ( $\theta_{sl}$ ), che in questo caso dipende dalla dimensione  $L_h$  dell'antenna:

$$\theta_{sl} = \frac{\lambda}{L_h} = \frac{c}{\nu L_h} \tag{51}$$



Figura 3.10 – Schema che rappresenta le aperture angolari dell'antenna in direzione azimut (a) e slant range (b). L'antenna è schematizzata come un'oggetto rettangolare di dimensioni  $L_{az} \times L_h$ . L'altitudine dell'antenna è indicata con h, mentre la distanza tra l'antenna e il centro dell'impronta del segnale è indicata con R. L'angolo di vista dell'antenna,  $\varphi$  è sempre riferito al centro dell'impronta.  $X \in G$  rappresentano la lunghezza massima dell'impronta del segnale nelle direzioni di azimut e ground range rispettivamente. S è la distanza effettivamente misurata dal radar tra gli estremi dell'impronta, in direzione slant range.

L'impronta a terra del segnale può essere rappresentata da un'ellisse, i cui assi principali hanno una lunghezza pari a  $X \in G$  rispettivamente in azimut e in ground range:

$$X = \frac{h\theta_{az}}{\cos\varphi} = \frac{h}{\cos\varphi} \frac{\lambda}{L_{az}}$$
(52)

$$G = \frac{R\theta_{sl}}{\cos\varphi} = \frac{h}{\cos^2\varphi} \frac{\lambda}{L_h}$$
(53)

dove h è l'altitudine dell'antenna e  $\varphi$  è l'angolo di vista (Figura 3.10). Nelle equazioni (52) e (53) si è sfruttata l'approssimazione per angoli piccoli per  $\theta_{az}$  e  $\theta_{sl}$  e si è esplicitata la dipendenza dell'apertura angolare dalle dimensioni dell'antenna; nell'equazione (53) si è sostituita la relazione

$$R = \frac{h}{\cos \varphi}.$$

Supponendo che il segnale inviato si allarghi, durante la propagazione, coprendo tutta l'apertura angolare  $\theta_{sl}$  o  $\theta_{az}$ , si potrà avere una differenza nei tempi di arrivo al radar di una parte dell'eco del segnale. Ciò accade solo nel caso dell'apertura angolare in direzione slant range: in questo caso la parte del segnale che viene riflessa dal punto di near-range (l'estremo di *G* più vicino al radar) arriva prima della parte che viene riflessa dal punto di far-range (l'estremo di G più lontano). La distanza tra questi due punti, misurata dal radar, è data da *S* (Figura 3.10).

$$S = R\theta_{sl} \tan \varphi \tag{54}$$

I valori di  $X \in G$  rappresentano la risoluzione spaziale in azimut e in ground range di una singola acquisizione. Tali risoluzioni derivano unicamente da considerazioni geometriche e non prendono in considerazione le caratteristiche del bersaglio indagato, ovvero la superficie terrestre, e gli algoritmi di elaborazione del segnale.

A titolo di esempio, due satelliti della costellazione Sentinel-1 dell'ESA mantengono un'altitudine media di circa 700 km e trasportano ciascuno un'antenna radar di dimensioni 12.3 m x 0.84 m (L<sub>az</sub> x L<sub>h</sub>), operante su una banda larga 100 MHz con una frequenza centrale tra 5.250 e 5.570 GHz. L'angolo di vista del sensore varia tipicamente tra i 25° e i 45°. Si suppone che l'antenna stia trasmettendo un segnale di frequenza 5.410 GHz, e quindi lunghezza d'onda pari a 5.54 cm, con un angolo di vista di 30°. Sfruttando le relazioni precedenti, la risoluzione spaziale dell'antenna risulterebbe circa di 61 x 3.6 km (ground range x azimut). In realtà la risoluzione di Sentinel-1 è circa pari a 20 x 20 m.

Per aumentare la risoluzione spaziale esistono diversi metodi che possono incidere sulla risoluzione in azimuth o in ground o slant range. D'ora in poi, col termine generico di "range" ci si riferirà ad entrambe le direzioni di ground range o slant range, dove non specificato altrimenti.

La risoluzione in range dipende essenzialmente dal segnale inviato, in particolare dalla sua risoluzione temporale. Per ragioni di budget energetico del sistema elettronico, non è possibile far sì che il radar emetta un segnale per tutto il tempo necessario per l'acquisizione, che normalmente si attesta attorno alle decine di minuti. Il segnale viene perciò emesso sotto forma di impulsi con una certa durata temporale e una certa frequenza di ripetizione (*Pulse Repetition Frequency*, PRF). La risoluzione in slant range di questo tipo di segnali è data dalla distanza minima che deve esserci tra due punti per produrre due echi ricevuti in momenti diversi. Se la durata temporale dell'impulso è  $\tau$  e la frequenza di ripetizione è  $PRF = 1/\tau$ , allora la distanza minima in slant range dipende solo da  $\tau$  e dalla velocità del segnale *c*:

66

$$S_{\tau} = \frac{c\tau}{2} \tag{55}$$

Si può migliorare questa risoluzione diminuendo la durata del segnale emesso. L'energia emessa dall'antenna è quella sufficiente a produrre un eco tale che possa essere rilevato oltre un certo livello di rumore: per mantenere tale energia, con un segnale di durata minore, bisognerebbe aumentare l'ampiezza dell'onda emessa. Dal punto di vista strutturale l'ampiezza massima del segnale dipende dalle dimensioni dell'antenna, che non possono essere aumentate arbitrariamente. Si può risolvere il problema usando un impulso di tipo *chirp*, variabile in frequenza in una certa banda di larghezza *B* (Figura 3.11): dopo il necessario processamento, il segnale inviato è equivalente ad un segnale di frequenza fissa e durata pari a 1/B. Così si ottiene:

$$S_{B,\tau} = \frac{c}{2B} \tag{56}$$



Figura 3.11 – Schema della trasmissione di un impulso di tipo chirp, con l'asse dei tempi orizzontale. Il segnale modulato copre una banda di frequenze di larghezza B, ed è equivalente ad un segnale inviato con la stessa PRF, ma con una durata  $\tau^{comp}$  (intervallo di tempo compresso) pari al reciproco della larghezza di banda.

Nel caso del satellite Sentinel-1, ad esempio, la larghezza della banda di frequenze di modulazione è variabile tra 0 e 100 MHz: utilizzare un segnale chirp con una modulazione ampia 100 MHz fornisce una risoluzione ideale in slant range pari a 1.5 m, compatibile con la risoluzione massima del satellite di 5 x 5 m.

Ciò che è importante notare è che utilizzando un segnale impulsivo si elimina del tutto la dipendenza della risoluzione spaziale dalle caratteristiche dell'acquisizione, come l'altitudine o l'angolo di vista, e dalle dimensioni dell'antenna.

Per migliorare la risoluzione in azimuth, invece, si ricorre all'utilizzo delle antenne radar ad apertura sintetica (SAR). Finora, senza specificarlo, ci si è riferiti ad antenne radar ad apertura reale. Le antenne SAR simulano un'antenna di lunghezza molto maggiore in direzione azimut, combinando tutti gli echi relativi ad uno stesso punto ma affetti da un diverso spostamento Doppler, dovuto al moto dell'antenna stessa. La combinazione dei segnali con diversi spostamenti Doppler è un processo che viene effettuato a posteriori in fase di elaborazione del segnale (vedi paragrafo 4.1). Grazie a questo metodo, si può ottenere una risoluzione azimutale pari a  $X_{SAR}$ , che dipende solo dalla lunghezza reale *L* dell'antenna ed è pari a:

$$X_{SAR} = \frac{L}{2}$$
(57)

Nell'esempio del satellite Sentinel-1, il quale trasporta un'antenna SAR con una lunghezza in azimut di circa 12 m (paragrafo 3.3), la risoluzione spaziale massima in azimut risulta di 6 m.

Una volta definita la geometria e le modalità di trasmissione del segnale, si passa a valutare gli aspetti energetici dell'emissione e della riflessione dell'impulso elettromagnetico. La trattazione che segue è di carattere generale e può essere applicata ad un qualsiasi radar, non solo alle antenne SAR.

L'antenna radar<sup>4</sup> può essere schematizzata come una sorgente puntiforme che emette radiazione in modo isotropo. L'antenna emette un segnale di potenza  $W_T$  nella direzione del bersaglio, che si assume ad una distanza R tale per cui l'onda incidente si possa considerare piana e uniforme. Un'onda piana è un'onda ideale il cui fronte d'onda, ovvero il luogo dei punti dell'onda con la stessa fase, è un piano infinito. L'onda è uniforme dal momento che in ogni punto del piano l'ampiezza del campo è la stessa. La densità di potenza superficiale ( $P_i$ , dove il pedice "i" sta per "incidente"), incidente sul bersaglio, è data dal flusso radiante nell'unità di angolo solido: se si considera l'antenna come una sorgente isotropa allora la densità di potenza trasportata dal fronte d'onda è pari al rapporto tra la potenza emessa ( $W_T$ ) e la superficie del fronte d'onda che investe il bersaglio a distanza R, ovvero  $4\pi R^2$ . La densità di potenza dipende anche dal guadagno dell'antenna (D) e da un fattore costante ( $\alpha$ ) che tiene conto dell'assorbimento atmosferico:

$$P_{i} = \frac{DW_{T}}{4\pi R^{2}} \alpha \tag{58}$$

Il flusso radiante riflesso dalla superficie terrestre, o da un bersaglio in generale, dipende dalla sezione trasversa di scattering ( $\sigma$ ), o sezione trasversa radar (in inglese, *radar cross section*). Se si considera solo la componente del segnale che viene riflessa con un angolo di 180°, ovvero lungo la stessa direzione del segnale incidente, allora si può definire la sezione trasversa di backscattering  $\sigma_b$ . Questa grandezza è proporzionale al rapporto tra la radianza ( $\rho_r$ , dove il pedice "r" sta per "riflessa"), relativa al segnale riflesso che si propaga nella stessa direzione di incidenza ( $\mathbf{r}_r = -\mathbf{r}_i$ ), e la densità superficiale di potenza incidente ( $\mathbf{P}_i$ ), che a sua volta dipende dalla direzione di provenienza ( $\mathbf{r}_i$ ):

$$\sigma_b = \frac{4\pi\rho_r(-r_i)}{P_i(r_i)}$$
(59)

La sezione trasversa radar e quella di backscattering, come tutte le sezioni d'urto, hanno le dimensioni di una superficie (m<sup>2</sup>). Queste grandezze dipendono dalle proprietà elettriche e magnetiche del bersaglio, dalle sue caratteristiche geometriche, come la rugosità, e dalle

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Le equazioni si riferiscono tutte al caso di radar monostatico, ovvero composto da una sola antenna che funge anche da ricevitore.

caratteristiche della radiazione incidente quali la lunghezza d'onda, la polarizzazione e la direzione di propagazione.

La radianza ( $\rho_r$ ) del segnale riflesso che si propaga verso l'antenna corrisponde alla densità superficiale di potenza ricevuta dall'antenna ( $P_s$ , dove il pedice "S" sta per "segnale" ricevuto). Quest'ultima si calcola tenendo conto degli stessi fattori che intervengono nell'equazione (58), ovvero scala con il quadrato della distanza fissa tra antenna e bersaglio (R), ed è proporzionale al fattore di assorbimento atmosferico  $\alpha$ :

$$P_S = \frac{\rho_r}{R^2} \alpha = \frac{\sigma_b P_i}{4\pi R^2} \alpha = \frac{D W_T \sigma_b}{(4\pi R^2)^2} \alpha^2$$
(60)

La potenza ricevuta dall'antenna radar ( $W_S$ ) è proporzionale all'area equivalente dell'antenna stessa (A) e alla densità di potenza ricevuta ( $P_S$ ):

$$W_S = A P_S = \frac{A D W_T \sigma_b}{(4\pi R^2)^2} \alpha^2$$
(61)

L'area equivalente dipende dal tipo di radar utilizzato e dalle dimensioni fisiche dell'antenna e si calcola invertendo la prima delle equazioni (61). Si può riscrivere il guadagno dell'antenna (D) in funzione dell'area equivalente e della lunghezza d'onda  $\lambda$  della radiazione emessa, essendo  $D = 4\pi A/\lambda^2$ .

La relazione esistente tra la potenza emessa  $(W_T)$  e ricevuta  $(W_S)$  da un radar è descritta dall'equazione del radar (62). Questa relazione fornisce la potenza ricevuta  $(W_S)$  in funzione delle caratteristiche dell'antenna quali la potenza emessa  $(W_T)$ , l'area equivalente dell'antenna (A), la distanza del bersaglio (R) e la sezione trasversa di backscattering  $\sigma_b$ , e dipende anche dalla lunghezza d'onda del segnale  $(\lambda)$  e dal fattore di assorbimento atmosferico  $(\alpha)$ :

$$W_S = \sigma_b \frac{W_T A^2}{4\pi R^4} \frac{\alpha^2}{\lambda^2}$$
(62)

L'equazione dei radar mette in risalto la forte dipendenza della potenza del segnale ricevuto  $(W_S)$  dalla distanza del bersaglio (R). I sistemi satellitari risentono di questo svantaggio, che deve essere compensato con alte potenze del segnale emesso (fino ai MW), antenne grandi e algoritmi elaborati di processamento del segnale.

La sezione trasversa di backscattering ( $\sigma_b$ ) considera il rapporto tra la densità di potenza incidente e riflessa sull'unità di superficie del fronte d'onda, a prescindere perciò dal bersaglio sul quale incide il segnale. Il bersaglio è una porzione di superficie terrestre la cui area S è determinata dall'angolo di vista dell'antenna ( $\varphi$ ), dal suo campo di visione istantaneo (IFOV) e dalle caratteristiche geometriche della superficie stessa. Per prendere in considerazione tali grandezze si definisce il coefficiente di backscattering  $\sigma_0$ , che è dato dal rapporto della sezione trasversa di backscattering  $\sigma_b$  e l'area S della superficie sulla quale incide il segnale:

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_b}{S} \tag{63}$$

L'area S corrisponde al campo di visione istantaneo a terra (GIFOV). Essendo un rapporto tra superfici  $(m^2m^{-2})$ , il coefficiente di backscattering è adimensionale ma spesso viene espresso in decibel (*dB*) per ovviare all'ampia variabilità dei valori che può assumere:

$$\sigma_0(dB) = 10 \times \log_{10}[\sigma_0(m^2 m^{-2})] \tag{64}$$

Il coefficiente di backscattering dipende, attraverso la sezione trasversa, dalle proprietà dielettriche del suolo, le quali sono influenzate dal contenuto d'acqua. Ad un'alta permittività elettrica si associa un segnale di backscattering più alto. Anche la rugosità del suolo incide sul backscattering, specialmente quando la dimensione delle variazioni nel terreno è comparabile con la lunghezza d'onda del segnale radar. Una superficie liscia, come ad esempio uno specchio d'acqua, restituirà un segnale molto debole, poiché il segnale viene riflesso quasi perfettamente e si allontana rispetto al radar. Una superficie dissestata, invece, porterà ad una diffusione del segnale più uniforme in tutte le direzioni, fornendo un backscattering maggiore.

Il coefficiente di backscattering è la grandezza fondamentale che viene ricavata dalle immagini satellitari per poi essere messa in correlazione con il contenuto d'acqua del suolo.

### 3.2.2.1 Proprietà dielettriche e rugosità del suolo

Le caratteristiche dielettriche del suolo incidono sul segnale di backscattering determinando la frazione dell'energia riflessa, mentre la rugosità del terreno incide sulla direzione di riflessione.

Le proprietà di un materiale immerso in un campo elettrico sono definite dalla sua permittività elettrica  $\varepsilon$ , che stima l'attitudine del mezzo a polarizzarsi. Questo fenomeno, che avviene in presenza di un campo elettrico, genera un momento di dipolo elettrico non nullo sulle cariche presenti nel materiale. Nel caso in cui questo sia composto da molecole dipolari, ovvero dotate di un momento di dipolo elettrico permanente e libere di muoversi, come ad esempio nel caso dell'acqua, esse tendono a disporsi in modo concorde al campo elettrico (polarizzazione per orientamento). Nel caso dei materiali dielettrici, si può avere una polarizzazione ionica oppure elettronica: nel primo caso, che avviene nei solidi cristallini ionici, gli ioni di carica opposta tendono ad allontanarsi; nel secondo caso, invece, è la nube elettronica dei singoli atomi a spostarsi concordemente al campo.

Il suolo secco è composto prevalentemente da minerali che si comportano come i materiali dielettrici, mentre l'acqua è costituita da molecole dipolari: queste diverse caratteristiche provocano una forte discrepanza nel valore della permittività elettrica dei due materiali. Se si considera un mezzo investito da un'onda elettromagnetica, la sua permittività elettrica relativa  $\varepsilon(\nu)$  dipende dalla

direzione del campo elettrico e dalla sua frequenza  $\nu$  ed è espressa, in una data direzione, da una funzione complessa:

$$\varepsilon(\nu) = \varepsilon'(\nu) + i\varepsilon''(\nu) \tag{65}$$

dove  $\varepsilon'(\nu)$  è la parte reale,  $\varepsilon''(\nu)$  è la parte immaginaria e *i* è l'unità immaginaria.

La componente reale della permittività elettrica permette di determinare la frazione dell'energia del campo elettrico immagazzinata nel mezzo sotto forma di campo di induzione elettrica, mentre la parte immaginaria determina la frazione dell'energia dissipata. Nell'acqua, la polarizzazione delle molecole viene contrastata dall'agitazione termica, perciò la permittività risulta dipendente anche dalla temperatura (Figura 3.12).



Figura 3.12 – Grafico della permittività elettrica relativa ( $\varepsilon$ ), in questo caso riportata sull'asse delle ordinate con il simbolo  $\omega$ , in funzione della frequenza del campo elettrico, per diverse temperature. La permittività elettrica relativa è una quantità adimensionale. Le linee continue rappresentano la parte reale della permittività ( $\varepsilon$ '), mentre quelle tratteggiate rappresentano la parte immaginaria ( $\varepsilon$ '').

In generale, la permittività elettrica relativa dell'acqua sottoposta al campo elettrico di un'onda elettromagnetica nelle microonde (frequenze tra 3 e 300 GHz), ha un valore reale pari a 80, mentre quella di un suolo secco ha valori compresi tra 3 e 5. La permittività di un suolo umido varia a seconda del contenuto d'acqua, secondo una funzione non lineare che è possibile ricavare quasi solamente attraverso modelli empirici. Il comportamento non lineare è causato dal fatto che la variazione del contenuto d'acqua è strettamente legata al modo in cui essa si lega alle particelle solide del suolo e occupa i pori (vedi paragrafo 1.2.1).
Queste nozioni permettono di stabilire che esiste una correlazione tra le proprietà dielettriche del suolo, che influenzano la sua riflettanza, e il contenuto d'acqua, anche se non è possibile stabilire un modello unificato e valido per qualsiasi tipo di suolo che correli tra loro queste grandezze.

Come è stato detto in precedenza, il coefficiente di backscattering dipende anche fortemente dalla rugosità del suolo. Una superficie si può definire rugosa solo se le variazioni nella sua altezza sono comparabili con la lunghezza d'onda del segnale incidente. Una superficie che presenti delle variazioni molto più piccole, ad esempio, fornirà la stessa risposta di una superficie liscia. Inoltre, la riflettanza di una superficie mediamente rugosa varia con l'angolo d'incidenza del segnale, mentre la riflettanza di una superficie liscia ne è indipendente. Tuttavia, una superficie "perfettamente ruvida" tenderà a riflettere in tutte le direzioni isotropicamente, a prescindere dall'angolo di incidenza.

Una superficie liscia, perciò, restituirà un coefficiente di backscattering pressoché nullo, poiché tenderà a riflettere tutta la radiazione incidente specularmente rispetto alla verticale. Una superficie mediamente rugosa rifletterà nella direzione di incidenza un segnale minore di quello riflesso specularmente. Una superficie molto rugosa restituirà un alto coefficiente di backscattering, a causa dell'isotropia nella riflessione del segnale incidente (Figura 3.13).



Figura 3.13 – Schema dell'effetto della rugosità del suolo sulla direzione di riflessione del segnale, per due diverse direzioni di incidenza. Una superficie liscia (a) riflette del tutto il segnale in due direzioni diverse. La riflessione del segnale dipende meno dall'angolo di incidenza per una superficie rugosa (b), e ne è totalmente indipendente per una superficie molto rugosa (c).

Il criterio di Rayleigh stabilisce la relazione tra l'altezza media h delle variazioni sulla superficie, la lunghezza d'onda dell'onda elettromagnetica  $\lambda$  e l'angolo di incidenza  $\theta$ , per una superficie rugosa:

$$h > \frac{\lambda}{8 \times \cos \theta} \tag{66}$$

La rugosità del terreno incide anche sulla polarizzazione del segnale: le antenne radar possono emettere segnali polarizzati in direzione verticale e orizzontale, e riceverli in una o entrambe le polarizzazioni (vedi paragrafo 3.4). Lo studio delle variazioni nella polarizzazione del segnale può essere complementare allo studio del backscattering, per valutare la rugosità del suolo. Una superficie liscia, se colpita in modo da poter riflettere un segnale nella direzione di incidenza, lo restituirà con la polarizzazione iniziale. Al contrario nel caso di superfici ruvide, per le quali è alta la probabilità di riflessioni multiple, aumenterà la frazione di segnale la cui polarizzazione è variata rispetto a quella iniziale.

#### 3.2.2.2 Relazione tra coefficiente di backscattering $\sigma_0$ e contenuto d'acqua $\theta$

Il backscattering relativo ad una superficie priva di vegetazione, ovvero in condizioni di suolo nudo, dipende dall'inclinazione relativa tra l'angolo di incidenza del segnale e la superficie, dalla rugosità, dalla permittività elettrica del mezzo, nonché dalla polarizzazione del segnale. Le considerazioni che si possono fare sulla forma della relazione tra il coefficiente di backscattering e il contenuto d'acqua devono prendere in considerazione il modo in cui quest'ultimo è correlato alla permittività elettrica e alla rugosità del suolo. L'approccio empirico in questo caso è da preferire, in quanto le variabili legate a tutte le grandezze coinvolte, nonché la specificità del sito di studio, rischiano di rendere troppo complessa la ricerca di un modello fisico sempre valido. Per questo motivo, la maggior parte degli studi di questo tipo hanno considerato una relazione di tipo lineare tra il backscattering  $\sigma_0$  (dB) e il contenuto d'acqua volumetrico  $\theta$  ( $m^3m^{-3}$ ):

$$\sigma_0 = a\theta + b \tag{67}$$

dove  $a \in b$  sono parametri da determinare.

Sebbene la relazione proposta possa sembrare una semplificazione eccessiva, la maggior parte degli studi, eseguiti in regioni diverse e con strumenti diversi, riporta una correlazione soddisfacente tra i dati misurati e la retta interpolata a partire da essi. Si riportano alcuni risultati ottenuti in diversi studi:

Referenza	Sensore	Area di studio	Polarizzazione.	Angolo di incidenza	b (dB)	a (dB m⁻³m³)	R <sup>2</sup>
Bernard et al. 1982	in situ	Francia	НН	12°	- 10.48	0.4	0.85
Mo et al. 1984	airborne	Stati Uniti	НН	20°	- 14.6 0	0.24	١
Bruckler <i>et al</i> .	in situ	Francia	НН	20°	- 12.96	0.342	0.92
Prevot <i>et al</i> . 1993	airborne	Francia	НН	20°	- 13.4	0.304	0.82
Wooding et al. 1993	spaceborne	Gran Bretagna	VV	23°	- 14.53	0.262	١
li et al 1994	airborne	Olanda	НН	۵5°	-13.99	0.368	0.75
51 Ct 01. 1554	ansone	Cialida	VV	-5	-13.89	0.384	0.78

Tabella 3.2 – Tabella dei risultati ottenuti in diversi studi in cui si è ipotizzata una correlazione lineare tra il coefficiente di backscattering e il contenuto d'acqua del suolo. Per lo studio di Ji et al. sono riportate le rette di regressione per le due modalità di funzionamento in polarizzazione singola. Per ciascuno studio è riportata la tipologia di trasporto del sensore utilizzato, la nazione in cui trova l'area di studio, la polarizzazione del segnale emesso (vedi paragrafo 3.4) e l'angolo di incidenza. Sono riportati inoltre i parametri della relazione interpolata (a e b) e il coefficiente di correlazione (R<sup>2</sup>).

### 3.3 Immagini da sensori SLAR

Un'antenna radar è in generale costituita da un trasmettitore, un'antenna e un ricevitore. Quest'ultimo trasmette il segnale ricevuto all'elettronica, la quale si occupa di associare l'ampiezza dell'onda elettromagnetica ad un numero digitale (DN). Tali numeri sono codificati in codice binario e sono costituiti da cifre chiamate bit, che possono assumere i valori 0 e 1. Un insieme di *n* bit forma un numero binario che può rappresentare un numero intero da 0 a  $2^n$ . I DN che derivano dalla misura effettuata dal sensore vengono memorizzati come entrate di una matrice, la quale costituisce un'immagine digitale raster. Un'immagine di questo tipo viene rappresentata e visualizzata come una griglia le cui celle unitarie sono i pixel, ciascuno dei quali è associato al numero digitale corrispondente nella matrice. La rappresentazione dell'immagine si ottiene associando ad ogni numero digitale un diverso tono di colore. Le immagini radar sono tipicamente rappresentate in scala di grigi, per cui un pixel di valore 0 è rappresentato nero e uno di valore massimo è bianco.



Figura 3.14 – Un'immagine radar in scala di grigi che ritrae una porzione della Pianura Padana e della costa adriatica. Questa immagine è stata acquisita il giorno 28/07/2017 dal satellite Sentinel-1 A, seguendo l'orbita in senso discendente da nord a sud. La parte alta dell'immagine è il near range, mentre la parte bassa è il far range.

Le immagini radar possiedono diverse caratteristiche: le più importanti sono la risoluzione spaziale, la dimensione dei pixel (*pixel sampling*) e la risoluzione radiometrica.

La risoluzione spaziale dell'immagine dipende dalla risoluzione spaziale dell'antenna (vedi paragrafo 3.2.2) e dal processamento del segnale ricevuto. La risoluzione spaziale è considerata fissa, entro un certo errore, per ogni antenna e per ogni diverso processo di creazione delle immagini, e viene determinata effettuando apposite procedure di calibrazione dell'antenna.

La dimensione dei pixel è metà della risoluzione spaziale. Quando la dimensione del pixel viene diminuita rispetto a tale valore si ha un *oversampling*, che fornisce un'immagine con più pixel di quelli che sarebbero necessari per mantenere tutta l'informazione del segnale registrato, mentre quando la dimensione dei pixel viene aumentata si ha un *undersampling*, ovvero un'immagine con meno pixel e nella quale parte dell'informazione si è persa.

La risoluzione radiometrica è data dal numero di bit che costituiscono ogni numero digitale. Il numero di combinazioni possibili di bit è il numero di canali nei quali viene suddivisa l'ampiezza del segnale misurato dal sensore, e corrisponde al numero di toni di grigio con cui viene rappresentata l'immagine (Figura 3.15).



4-bit quantization (16 levels) 3-bit quantization (8 levels) 2-bit quantization (4 levels) 1-bit quantization (2 levels)

Figura 3.15 – Immagini con diverse risoluzioni radiometriche, da sinistra a destra rispettivamente 16, 8, 4 e 2 livelli di grigio. La differenza tra le immagini a 16 e 8 livelli non è del tutto apprezzabile, mentre diventa evidente nelle immagini a 4 e 2 livelli.

L'analisi della superficie terrestre attraverso l'uso di immagini prodotte da radar satellitari risulta in generale più complicata di quella effettuata con immagini da sensori ottici. Uno dei motivi fondamentali è che la scala di grigi delle immagini radar non riproduce, a differenza della scala di colori RGB, le strutture della superficie in un modo familiare all'occhio umano. Inoltre, nelle immagini radar prodotte da antenne SLAR possono osservarsi alcuni effetti di distorsione geometrica dovuti alla topografia della superficie. Questi effetti, che risultano particolarmente accentuati nelle zone montuose, sono dovuti alla geometria side-looking di acquisizione del segnale. Per prima cosa è necessario precisare la geometria generale con la quale viene rappresentata l'immagine. I punti della superficie vengono riportarti nell'immagine a seconda della loro distanza dal radar. Due punti tra i quali vi è la stessa distanza verranno rappresentati più vicini quanto più è piccolo l'angolo di vista dal quale sono sottesi. La relazione che lega la distanza *G* tra due punti su una superficie idealmente piatta e la distanza tra di essi proiettata in direzione di slant range, *S*, è data da:

$$S = G\sin\varphi \tag{68}$$

dove  $\varphi$  è l'angolo di vista tra la normale alla superficie e la congiungente tra il radar e il punto più lontano. Perciò vale sempre  $S \leq G$  e  $S \sim G$  solo quando l'angolo di vista tende a 90°.

La rappresentazione che considera *S* come lato dei pixel nella direzione di range è detta *slant range*, ed è quella "naturale" delle immagini radar (Figura 3.16). Per ottenere una rappresentazione fedele della superficie è necessario operare un processo di georeferenziazione dell'immagine, associando ad ogni pixel non solo il proprio numero digitale, ma anche le coordinate del punto sulla superficie che viene rappresentato. Tale procedimento viene svolto conoscendo in ogni momento la posizione del satellite. In tal modo si ottiene un'immagine in geometria *ground range*, con pixel equispaziati (Figura 3.16).



Figura 3.16 – Schema delle geometrie slant range e ground range nella rappresentazione dei pixel dell'immagine. I punti indicati con le lettere maiuscole sono equidistanti, su una superficie ideale piatta. Nella geometria slant range, il lato del pixel nella direzione di slant range viene accorciato a causa della minore distanza dal radar.

Gli effetti di distorsione geometrica della topografia della superficie (Figura 3.17) si hanno nella rappresentazione slant range, e si dividono in:

- *foreshortening*: la distanza rappresentata in slant range risulta inferiore alla distanza effettiva in ground range;
- *layover*: in presenza di variazioni notevoli nell'altezza del terreno, i punti più alti possono sovrapporsi, in slant range, a strutture che in ground range risulterebbero più vicine al radar;
- shadow: alcune strutture della superficie possono non essere rilevate a causa dell'impossibilità del segnale radar di raggiungerle, per via di ostacoli che lo intercettano.



Figura 3.17 – Distorsioni geometriche nell'immagine radar dovute alle differenze di altitudine della superficie: foreshortening (F), layover (L) e shadow (S). In alto è riportata la distanza rappresentata in geometria slant range, mentre in basso è riportata la distanza effettiva in geometria ground range.

# 3.4 I satelliti Sentinel-1

In questo lavoro di Tesi sono state analizzate le immagini dell'area di studio, prodotte dai satelliti Sentinel-1<sup>5</sup>. Sentinel-1 è il nome di una missione dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA) che ha visto la messa in orbita di una costellazione costituita da due satelliti identici, Sentinel-1 A e Sentinel-1 B (Figura 3.18), tra il 2014 e il 2016. Alla missione si aggiungeranno altri due satelliti attualmente in costruzione, i cui lanci sono programmati alla fine del 2020 e nel 2026. Nel corso del paragrafo, ci si riferirà indistintamente con termine "satellite" al singolo oggetto oppure alla costellazione di cui fa parte.



Figura 3.18 – Rappresentazione artistica di uno dei satelliti Sentinel-1 in orbita nello spazio, al di fuori dell'atmosfera terrestre. La strumentazione a bordo è alimentata dai pannelli solari ai lati. I Sentinel-1 montano un unico strumento, ovvero l'antenna radar rettangolare posta alla base del corpo centrale, insieme all'elettronica necessaria al suo funzionamento e alla memorizzazione e trasmissione dei dati.

La missione Sentinel-1 è stata la prima delle 5 missioni attualmente in corso che prendono il nome di Sentinel e fanno parte del Programma Copernicus. Questo programma è nato nel 1998 con il nome di *Global Monitoring for Envinroment and Security* (GMES): si tratta di un progetto realizzato dalla Commissione Europea con l'obiettivo di garantire un'osservazione continua della superficie terrestre su scala globale sia dal punto di vista ambientale che della sicurezza della popolazione, con l'utilizzo di una fitta rete di sensori spaceborne, airborne e terrestri. Tra le missioni che contribuiscono o hanno contribuito al programma Copernicus vi sono alcuni tra i satelliti più famosi,

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> <u>https://sentinel.esa.int/web/sentinel/home</u> (consultato nel mese di maggio 2020).

come ad esempio ERS (*European Remote Sensing satellite*), il primo satellite dell'ESA per l'osservazione terrestre, oppure Envisat, che trasportava un'antenna con la medesima tecnologia di quella dei Sentinel-1 e del satellite italiano COSMO-SkyMed (*COnstellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation*).

Il programma Copernicus è costituito da tre parti: la componente spaziale che comprende i satelliti osservativi e i relativi *ground segment*, la componente terrestre di misure airborne e a terra e l'insieme di tutti i dati e i servizi offerti dal programma al pubblico generico. Per ground segment ("segmento di terra") si intende l'insieme di tutte le strutture che vengono coinvolte nella missione del satellite, dalla sua progettazione e messa a punto, alla fase di lancio, al monitoraggio nel periodo di presa dati e all'ultima comunicazione prima dello spegnimento dello strumento.

Il segmento a terra che prende in carico i dati di Sentinel-1 prende il nome di Sentinel-1 PDGS (*Payload Data Ground Segment*) ed è rappresento dall'Istituto Europeo per la Ricerca Spaziale (ESRIN), che si trova in Italia a Frascati.

Tutti i dati relativi a parametri ambientali acquisiti da Sentinel-1, nonché di tutti i sensori inseriti nel programma Copernicus sono resi disponibili gratuitamente al pubblico, attraverso la piattaforma *Copernicus Open Access Hub* (Figura 3.19).



Figura 3.19 – Struttura del centro di raccolta dati (*hub*) gestito dall'ESA nell'ambito del programma Copernicus, delle sue connessioni con il pubblico e con le nazioni e dei settori di applicazione dei dati. ESA gestisce i dati dei propri satelliti osservativi nell'ambito del programma EO (*Earth Observation*). Dal centro verso l'esterno, in senso orario: i segmenti di terra forniscono dati al pubblico e offrono servizi nell'ambito del monitoraggio dell'atmosfera, del suolo e delle acque marine, del cambiamento climatico, della gestione delle emergenze e della sicurezza. Le collaborazioni dei segmenti di terra avvengono con gli enti internazionali come ad esempio il governo australiano, la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), l'agenzia USGS (*United States Geological Survey*), e con numerosi Paesi europei e non.

I satelliti Sentinel-1 montano un'antenna SAR che opera nella banda C di frequenze (antenna C-SAR), emettendo un segnale con una larghezza di banda di 100 MHz e una frequenza centrale di 5.405 GHz (Tabella 3.3). L'antenna può inviare segnali in polarizzazione orizzontale (H) oppure verticale (V) e riceverli in entrambe le polarizzazioni. Le sigle utilizzate in ciascun caso sono:

- HH o VV: singola polarizzazione orizzontale o verticale in emissione e ricezione;
- VV-VH: doppia polarizzazione, verticale in emissione, verticale e orizzontale in ricezione;
- HH-HV: doppia polarizzazione, orizzontale in emissione, verticale e orizzontale in ricezione;

Il satellite è dotato di sensori dedicati alla stabilizzazione lungo l'orbita, di sistemi di propulsione e di sensori per il campo magnetico. L'alimentazione è fornita da due ali di pannelli solari che forniscono una potenza massima di 5900 W, la quale può essere immagazzinata in una batteria (Figura 3.18). L'elettronica del satellite è completata da strumenti dedicati al monitoraggio di tutti i sensori, al processamento dei dati e alla comunicazione con il segmento di terra. Il satellite nel suo complesso pesa circa 2300 kg.

Frequenza centrale	5.405 GHz (pari ad una lunghezza		
	d'onda di circa 5.55 cm)		
Larghezza di banda	0-100 MHz (programmabile)		
Polarizzazione	HH+HV, VV+VH, VV, HH		
Angolo di incidenza	20°- 46°		
Direzione di vista	destra		
Larghezza di impulso (nel tempo)	5-100 μs (programmabile)		
PRF (Pulse Repetition Frequency)	1000 - 3000 Hz (programmabile)		
Larghezza dei canali	300 MHz		
Risoluzione radiometrica	16 bit		
Dimensioni dell'antenna	12.3 m x 0.821 m		

Tabella 3.3 – Parametri principali dell'antenna C-SAR di Sentinel-1. La frequenza centrale si riferisce alle caratteristiche del segnale emesso, così come la larghezza di banda e la larghezza temporale dell'impulso emesso. La direzione di vista si riferisce ad un osservatore che guarda nella direzione e nel verso positivo del moto del satellite. La PRF definisce la frequenza di emissione degli impulsi elettromagnetici. La larghezza dei canali e la risoluzione radiometrica sono caratteristiche dell'ADC (*Analog to Digital Converter*) che si occupa di analizzare il segnale ricevuto dall'antenna.

L'orbita dei satelliti Sentinel-1 si mantiene in una fascia larga 200 m attorno ad un'altitudine media di 693 km. L'orbita è eliosincrona e quasi-polare, con un'inclinazione di 98.18° rispetto al piano equatoriale. Il periodo di rivoluzione attorno alla Terra è di 98.6 minuti e un ciclo di osservazione di tutta la superficie si compone di 175 orbite e dura 12 giorni, pari all'intervallo di tempo tra due acquisizioni successive della stessa regione. A seconda del verso del moto del satellite il passaggio al di sopra di una certa regione può essere ascendente o discendente: i due satelliti seguono l'orbita con uno sfasamento reciproco di 180°, il che significa che se uno dei due è ascendente, l'altro è discendente. In questo modo il ciclo di osservazione della costellazione dei due satelliti, ovvero la frequenza di rivisitazione, può essere dimezzato a 6 giorni in alcune regioni di interesse (Figura 3.20).



Figura 3.20 – Schema dello scenario di osservazione della costellazione Sentinel-1, con indicazione della frequenza di passaggio sopra ad ogni regione della superficie terrestre. Le linee diagonali sono sovraimposte alle terre emerse che vengono coperte dall'osservazione satellitare; non è riportata l'indicazione delle acquisizioni in mare aperto. L'orientamento delle linee definisce il verso di passaggio del satellite (ascendente o discendente), mentre il colore indica la frequenza di rivisitazione (*revisit frequency*), ovvero l'intervallo di tempo tra due passaggi sulla stessa orbita e sulla stessa regione. La frequenza di copertura (*coverage frequency*) esprime l'intervallo di tempo tra due passaggi di uno qualsiasi dei satelliti a prescindere dall'orbita seguita, e perciò risulta inferiore alla frequenza di rivisitazione. Sono indicati inoltre alcuni siti di interesse sui quali è garantita una frequenza di rivisitazione di 6 giorni.

L'antenna C-SAR può operare in 4 diverse modalità di acquisizione di immagini della superficie terrestre: la modalità Stripmap (SM), Interferometric Wide swath (IW), Extra-Wide swath (EW) e Wave (WV) (Tabella 3.4, Figura 3.21). Le diverse modalità si differenziano per la risoluzione spaziale, le dimensioni del campo di visione e dello swath, e sono utilizzate in contesti diversi, a seconda delle caratteristiche della regione indagata e delle esigenze a cui i dati devono rispondere.

Modalità	Risoluzione (slant range x azimut)	e Swath Angolo di vista zimut)		Polarizzazione
Stripmap (SM)	5 x 5 m	x 5 m 80 km Fisso, tra 20° e 45°		HH+HV,
				VV+VH, VV, HH
Interferometric Wide	5 x 20 m	250 km	Variabile,	HH+HV,
swath (IW)	5 x 20 111	230 KIII	tra 25° e 46°	VV+VH, VV, HH
Extra-Wide swath	20 x 40 m	400 km	Variabile,	HH+HV,
(EW)	20 x 40 m	400 KIII	tra 18.9° e 47°	VV+VH, VV, HH
Wave (WV)	5 x 5 m	20 km	23° oppure 36.5°	VV, HH

Tabella 3.4 – Tabella di confronto tra le modalità di acquisizione che possono essere operate dall'antenna di Sentinel-1. Per ciascuna modalità, si riporta la risoluzione massima (slant range x azimut), le dimensioni dello swath, ovvero la lunghezza del campo di visione a terra nella direzione di ground range, l'angolo di vista e la polarizzazione del segnale. L'angolo di vista si considera "fisso" oppure "variabile" relativamente ad una singola acquisizione.



Figura 3.21 – Schema delle varie modalità di acquisizione di Sentinel-1. Le caratteristiche riportate sono l'altitudine dell'orbita (circa 700 km), la direzione di volo, la proiezione a terra dell'orbita (*sub-satellite track*), le dimensioni del campo di visione in ground range in ogni acquisizione, gli angoli di incidenza del segnale, l'eventuale suddivisione dello swath in sub-swaths e i nomi delle modalità di acquisizione corrispondenti.

La modalità SM viene utilizzata, per via della sua eccezionale risoluzione, su regioni molto piccole e isolate, come ad esempio alcune isole, oppure per monitorare stati di emergenza causati ad esempio da catastrofi naturali.

La modalità IW è la modalità di acquisizione principale per le terre emerse. Ogni acquisizione è divisa in tre swath, progressivamente più distanti in range. Nel corso dell'acquisizione di un singolo

swath il segnale dell'antenna viene progressivamente ruotato in azimuth in modo da illuminare in ogni momento la zona dello swath più vicina possibile (Figura 3.22).



Figura 3.22 – Geometria di acquisizione dei sub-swaths nella modalità IW. L'antenna si muove con una velocità v lungo l'orbita e copre un intero sub-swath in un tempo  $T_B$ . Nel corso di questo intervallo di tempo il segnale viene ruotato nella direzione e verso del moto dell'antenna, con una velocità angolare  $w_r$ . Ciò permette di semplificare l'elaborazione dei dati e riduce alcune deformazioni del segnale dovute al moto dell'antenna.

La modalità EW viene utilizzata in tutte le situazioni in cui è richiesta la copertura di regioni molto ampie, che non necessitano la risoluzione spaziale migliore che l'antenna può offrire. L'acquisizione avviene in modo analogo alla modalità IW.

La modalità WV è utilizzata per determinare la direzione, lunghezza d'onda e altezza delle onde in mare aperto. L'acquisizione avviene su zone di 20 x 20 km, separate da una distanza di 100 km in azimuth, con due diversi angoli di vista alternati.

Le immagini analizzate in questo lavoro di Tesi sono state acquisite con la modalità IW. Le immagini satellitari possono subire diversi passaggi di processamento, prevalentemente svolti dal segmento a terra (PDGS), volti a fornire un certo tipo di immagini, o prodotti, che possono avere diverse applicazioni. Le immagini acquisite in modalità IW vengono suddivise, a seconda del grado di processamento, in tre diversi "livelli":

- Livello 0: dati grezzi (RAW), che non hanno subito alcun tipo di processamento e richiedono software specifici che di solito sono utilizzati solo dal segmento di terra; per questo non possono essere utilizzati dalla maggior parte del pubblico medio.
- Livello 1: immagini satellitari elaborate in modo da essere utilizzabili per la maggior parte degli scopi. Si suddividono in immagini SLC (*Single Look Complex*), rappresentate in geometria slant range, e GRD (*Ground Range Detected*), in geometria ground range.

 Livello 2: prodotti OCN (Ocean) che forniscono informazioni su alcuni parametri geofisici di interesse delle zone di mare aperto, come ad esempio la velocità del vento e delle correnti marine, oppure l'altezza delle onde;

In questo lavoro di Tesi sono state utilizzate immagini GRD ad alta risoluzione, ovvero processate in modo da avere la risoluzione spaziale più alta possibile per la modalità IW, pari a 20x22 m (ground range x azimut).

Entrambi i prodotti SLC e GRD sono georeferenziati utilizzando l'altitudine al momento dell'acquisizione e la posizione del satellite. I prodotti GRD sono forniti nella geometria ground range ottenuta dalla proiezione dei prodotti SLC sull'ellissoide terrestre del modello WGS84 (*World Geodetic System 1984*). Il sistema WGS84 è un sistema di coordinate geografiche globale, che deriva dalla modellizzazione matematica della superficie terrestre nella forma di un ellissoide, il cui centro coincide con il centro di massa terrestre. Per tenere conto della topografia della superficie a livello locale, è sempre necessario eseguire una qualche forma di georeferenziazione ulteriore con sistemi di coordinate definiti su regioni più ristrette, ma più precisi.

# 4 Analisi dei dati e risultati

In questo lavoro di Tesi sono state analizzate le immagini satellitari ottenute dai satelliti Sentinel-1 dell'area circostante il sito di studio. Il periodo di studio è stato scelto in concomitanza con il periodo di presa dati della stazione gamma installata sul campo, nell'intervallo di tempo in cui il campo si trovava privo di vegetazione, ovvero in condizioni di suolo nudo.

Nella prima parte di questo capitolo vengono delineati i passaggi di pre-processing effettuati dal PDGS (*Payload Data Ground Segment*) sui dati grezzi prodotti dal satellite per la produzione delle immagini GDRH analizzate in questo lavoro di Tesi. Successivamente viene descritto il software utilizzato per visualizzare ed elaborare le immagini, e i passaggi del processamento eseguito su di esse per ricavare i valori del coefficiente di backscattering e per calibrare tutte le immagini in modo che siano confrontabili tra loro. Nel paragrafo successivo sono presentati i periodi di studio scelti, l'area indagata e il metodo di download delle immagini satellitari. Nell'ultimo paragrafo vengono descritti nel dettaglio tutti gli studi effettuati sulla relazione tra il coefficiente di backscattering e il contenuto d'acqua del suolo.

### 4.1 Pre-processing del PDGS

Le immagini satellitari analizzate in questo lavoro di Tesi sono immagini *Ground Range Detected* ad alta risoluzione, denominate GDRH, acquisite dai satelliti Sentinel-1 nella modalità *Interferometric Wide Swath Mode* (IW), che è la modalità principale di operazione sulla terraferma. Per ottenere tale tipo di immagine, i dati grezzi derivanti dal satellite vengono pre-processati dal *Payload Data Ground Segment* (PDGS) (vedi paragrafo 3.4): conoscere i passaggi fondamentali della procedura permette di capire quali sono le operazioni più importanti da effettuare in seguito sull'immagine, per ricavare il tipo di informazione desiderato.

Una singola acquisizione di Sentinel-1 in IW ha una durata massima di 25 minuti, e produce un'immagine della superficie con uno swath di 250 km e una lunghezza in azimuth che può essere svariate volte la lunghezza dello swath (vedi paragrafo 3.2). Per rendere il processamento dei dati più rapido e ridurre la dimensione dei file di dati, ogni acquisizione viene suddivisa in sottosezioni più piccole che possono essere processate indipendentemente, ed eventualmente poi riunite in un'unica immagine.

I dati iniziali di livello 0, ovvero i dati raw (grezzi), vengono pre-processati attraverso una serie di algoritmi fino a produrre i dati di livello 1, SLC o GRD (vedi paragrafo 3.4). Il processamento consiste nella cosiddetta "focalizzazione" della vista dell'antenna SAR. I segnali acquisiti dall'antenna, infatti, sono affetti dallo spostamento Doppler dovuto al moto relativo tra sensore e terreno, e alla rotazione della superficie terrestre stessa. Il processo di focalizzazione consiste nel riportare tutti i segnali relativi allo stesso punto, ma con diversi spostamenti Doppler, ad un punto singolo sull'immagine (Figura 4.1).



Figura 4.1 – Visualizzazione delle misure dell'eco del segnale in tre diverse fasi del pre-processing in una porzione del subswath, con la direzione di moto del satellite parallela alla verticale. Sono riporati i dati non focalizzati (Raw Data), i dati dopo la compressione lungo la direzione di range, dove ogni traccia lungo la direzione di azimuth corrisponde ad un singolo punto della superficie (After range compression) e i dati completamente focalizzati (Detected image) in cui le caratteristiche della superficie sono riconoscibili e ogni punto corrisponde ad un singolo pixel.

Il pre-processamento dei dati acquisiti in modalità IW differisce rispetto a quello applicato ai dati raccolti in altre modalità di acquisizione (ad esempio StripMap mode, SM, o Wave mode, WV) poiché prevede la suddivisione dello swath in tre diversi sub-swath. Il metodo di acquisizione che prevede la rotazione del fascio in direzione azimut, implementato per la prima volta proprio in Sentinel-1, prende il nome di TOPSAR. Di seguito ci si riferirà sempre a questo tipo di acquisizione.

Il pre-processing per la produzione dei prodotti di livello 1 prevede diverse fasi (Figura 4.3).

- Raw data analysis: il segnale emesso e il suo eco, ovvero il segnale ricevuto, vengono confrontati per determinare le variazioni tra i due, imputabili alle caratteristiche della superficie indagata.
- Internal calibration: vengono creati i file di calibrazione dell'acquisizione relativi alle caratteristiche del sensore (ad esempio il funzionamento dell'elettronica), ai parametri orbitali quali altezza e velocità e vengono stimati i livelli di rumore a cui è soggetto il segnale misurato. In questo passaggio del pre-processing vengono estratte anche alcune caratteristiche geometriche della superficie indagata, come ad esempio l'altitudine.

- *Terrain height function*: questo processo crea una stima dell'altitudine della superficie indagata durante l'acquisizione di un singolo swath, sulla base del *Global Earth Topography And Sea Surface Elevation* (GETASSE30, versione 2), che è un modello digitale di elevazione del terreno (DEM). Tale modello stima l'elevazione della superficie a livello locale, con una risoluzione spaziale di 30 arc sec in latitudine e longitudine.
- Absolute DC estimates: questo processo stima la frequenza del Doppler Centroid ("centro doppler", DC) per ogni punto della superficie indagato, ovvero la frequenza che avrebbe il segnale riflesso dal punto senza spostamento Doppler. Un singolo punto della superficie, a causa della modalità di imaging TOPSAR, descrivere una traiettoria nell'immagine raw che è l'insieme dei segnali corrispondenti allo stesso punto ma con diversi spostamenti Doppler, dovuti al moto dell'antenna (Figura 4.2).



Figura 4.2 – Schema della modalità di acquisizione TOPSAR del segnale riflesso da un singolo punto della superficie e risultato della misura. Il satellite si muove lungo la propria orbita ad una certa altitudine (*flight path*), perciò la direzione di slant range, ovvero la congiungente tra l'antenna e il punto indagato sulla superficie (*point target*), varia nel corso del tempo. Il segnale dell'antenna viene emesso periodicamente, e l'eco riflesso dal punto viene registrato dopo un certo intervallo di tempo che dipende dalla distanza percorsa dal segnale in direzione di range, ed è misurato come *range time*. Il DC è la frequenza del segnale riflesso con il range time minimo.

- Polynomial fitting: una volta stimato il DC, vengono stimate anche le altre frequenze dello spostamento Doppler dei segnali relativi ad uno stesso punto, attraverso un'interpolazione polinomiale di secondo grado che tiene conto della funzione di elevazione del terreno e delle variazioni nella velocità e nell'altitudine dell'antenna.
- Range processing, azimuth processing: grazie alla stima del DC, tutte le tracce Doppler dei singoli punti vengono riportate ad un solo pixel. L'ampiezza del segnale misurato, relativo ad un solo pixel, viene riportata come numero digitale in una matrice che rappresenta effettivamente l'immagine della superficie, in geometria slant range.

- *SLC output*: i dati ottenuti dal processing vengono georeferenziati e viene costruito il file di dati finale. Tale file contiene un'immagine per ogni canale di ricezione in polarizzazione per ogni sub-swath (3 in modalità IW), perciò in totale si hanno 3 o 6 immagini a seconda che la polarizzazione sia singola o doppia. Ogni immagine è fornita in geometria slant range (vedi paragrafo 3.3) ed è composta da due bande, in-phase (I) e quadrature (Q), che rappresentano la parte reale e immaginaria del segnale in una certa rappresentazione: a partire da queste due bande si può risalire all'ampiezza del segnale, direttamente correlata al coefficiente di backscattering, e alla fase del segnale registrato, che può essere utile per studi d'altro genere. A partire dal file SLC si può ottenere il file GRD, ovvero l'immagine in geometria ground range.
  - *GRD output*: a partire dall'immagine SLC si ottiene un'immagine con pixel quadrati con le stesse dimensioni in ground range e azimuth, e che contiene unicamente l'informazione sull'ampiezza del segnale, e non più l'informazione sulla fase. Rispetto alle immagini SLC la risoluzione spaziale risulta degradata, in range a favore di una maggiore facilità di interpretazione e della riduzione del rumore elettronico.



Figura 4.3 – Fasi principali eseguite nella produzione dei dati di livello 1, ovvero le immagini SLC e GRD. L'ultimo step del "post-processing" della produzione delle immagini è la generazione dei *quicklook*, ovvero la versione in formato PNG a risoluzione ridotta delle immagini satellitari SLC o GRD.

### 4.2 Processing

Le immagini satellitari già pre-processate dal PDGS sono state processate utilizzando il programma ufficiale SNAP (*SeNtinel Application* Platform) (Figura 4.4), che permette di visualizzare e analizzare i dati prodotti da diversi satelliti tra cui Sentinel, ASAR, ERS e ENVISAT.



Figura 4.4 –Visualizzazione di un'immagine Sentinel-1 attraverso l'interfaccia grafica di SNAP. In alto a sinistra è riportata la lista dei prodotti aperti e visualizzabili: ogni file contiene i *metadata*, ovvero tutti i parametri orbitali e di calibrazione necessari per il processing dell'immagine, i file accessori come i dati vettoriali (*Vector data*) e le griglie di georeferenziazione (*Tie-Point Grids*), i *quicklooks* e le immagini generate dall'eco radar (*Bands*). Le immagini *Intensity* sono date dal quadrato dei valori dei pixel delle immagini *Amplitude*. Sotto alla lista dei prodotti, la finestra *World View* permette di visualizzare la localizzazione dell'area inquadrata dall'immagine sulla superficie terrestre.

In questo lavoro di Tesi si è scelto di utilizzare immagini GDR-H (*High Resolution GDR*, immagini in ground range, ad alta risoluzione). Questo tipo di file di dati ha una dimensione di circa 2 Gb, inferiore a quella delle immagini SLC (circa 4.5 Gb) che permette un'elaborazione più veloce. La risoluzione spaziale dei prodotti GDRH è di circa 20 x 20 m, che è sufficiente per gli scopi di studio. Rispetto ai prodotti SLC, i prodotti GRD non contengono l'informazione sulla fase del segnale, essenziale soprattutto nell'investigazione di superfici ricoperte dalla vegetazione, ma poco significativa in condizioni di suolo nudo, come nel caso dello studio affrontato in questo lavoro.

Le fasi seguite per il processamento sono state determinate sulla base di articoli scientifici pubblicati e sulla base delle indicazioni ufficiali dell'ESA per il processamento dei dati di Sentinel-1. Lo scopo finale di queste operazione è ricavare il coefficiente di backscattering corrispondente a ciascun pixel dell'immagine della porzione di superficie terrestre investigata.

Attraverso il *Graph Builder,* il software SNAP permette di creare un algoritmo di processamento per eseguire per più file una sequenza di operazioni in modo ripetitivo (Figura 4.5).

S	aph Builder : definitivo_singolo_subset_thermal_inizio_nocsv_2.xml	×
File	Graphs	
		^
Re	ad Subset ThermalNoiseRemoval Calibration Terrain-Correction Write	
<	>	~
Sou	ce Product e:	
S14	_IW_GRDH_1SDV_20200307T052735_20200307T052800_031565_03A2FE_7B2A ~	
Da	a Format: Any Format 🗸	
	Load Save 🗞 Clear 🖉 Note 💽 Help 🕞 Run	

Figura 4.5 – Finestra di dialogo del *Graph Builder* di SNAP utilizzato per costruire l'algoritmo di processamento che permette di scegliere tutti i parametri da impostare per ogni operazione eseguita e i file di *input/output*.

L'algoritmo di processamento elaborato include le seguenti operazioni (Figura 4.6):

- *Subset*: ritaglio di una porzione dell'immagine corrispondente ad un quadrato di superficie attorno al sito di studio (vedi paragrafo 0).
- Thermal noise removal: rimozione del contributo del rumore termico per ogni singolo pixel. Il rumore termico è dato dalla somma del rumore elettronico dello strumento e dalla parte di segnale registrato che non è l'eco di quello emesso, ma è dovuto all'emissione terrestre. La stima del rumore termico derivala calibrazione dello strumento in mare aperto, dove il coefficiente di backscattering è minimo. Il rumore ha un profilo diverso in range e azimut, a causa del moto dell'antenna in modalità TOPSAR. La matrice che contiene il valore di rumore stimato per ogni pixel è calcolata dal PDGS in fase di pre-processing e inserita all'interno del file di dati, così da poter essere sottratta alla matrice delle misure effettuate.
- Radiometric calibration: estrazione del coefficiente di backscattering ( $\sigma_0$ ) dal numero digitale (DN) associato al pixel dell'immagine. Per fare ciò, il software sfrutta i dati di calibrazione dello strumento, i parametri dell'orbita, ovvero l'angolo di vista e il DEM (GETASSE30 v.2) della regione indagata per determinare il valore della costante di calibrazione (A). Il coefficiente di backscattering per ogni pixel (i) si ottiene da:

$$(\sigma_0)_i = \frac{|DN_i|^2}{A_i^2}$$
(69)

Range-Doppler Terrain correction: correzione degli effetti geometrici sull'immagine radar dovuti alla topografia del terreno (vedi paragrafo 3.3) e georeferenziazione dell'immagine sulla base dei parametri orbitali, dell'angolo di vista e del DEM della superficie, ovvero associazione a ciascun pixel di una coppia di coordinate in latitudine e longitudine. In questo lavoro si è utilizzato il modello di elevazione SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission,* NASA) con una risoluzione di 3 secondi d'arco (circa 650 x 650 m a 45° di latitudine) e il sistema di coordinate UTM (*Universal Transverse Mercator coordinate system*), zona 32 N. Quando i pixel hanno coordinate comprese tra due punti della mappa DEM, il software esegue un'interpolazione bilineare per determinarle le coordinate mancanti; inoltre, le coordinate di un pixel sono sempre riferite al suo centro. In questa fase vengono impostate le dimensioni dei pixel (10 x 10 m) corrispondenti a metà della risoluzione spaziale (20 x 20 m). In questo caso i pixel sono quadrati poiché si stanno processando immagini di ground range e il range e l'azimut sono uguali.



Figura 4.6 – Passaggi dell'algoritmo di processamento (in blu) con i parametri e file necessari alla sua implementazione (in arancione). Tutti i parametri di calibrazione (*calib*) e orbitali (*orb*) sono contenuti sotto forma di metadati all'interno del file di dati che contiene anche l'immagine satellitare, mentre il DEM della regione viene scaricato automaticamente dal software da un database online.

Dalle immagini processate si può ricavare il valor medio del coefficiente di backscattering nell'area del sito di studio (vedi paragrafo 0). Si è scelto di considerare una superficie quadrata di 150 x 150 m, corrispondente ad un subset dell'immagine di 15 x 15 pixel, centrata sulla posizione della stazione gamma installata in situ (paragrafo 2.3.2). Per fare ciò è stata eseguita la misura in situ della posizione geografica della stazione gamma, con un ricevitore GPS portatile, a cui è stato associato nel software SNAP un *pin*, ovvero un punto di riferimento geografico (Figura 4.7, Figura 4.8).



Figura 4.7 – Misura della posizione geografica della stazione gamma eseguita con un'antenna GPS, il giorno 01/06/2020.



Figura 4.8 – Interfaccia grafica di SNAP che comprende due immagini radar relative alle bande VH e VV (in alto a sinistra e destra rispettivamente) derivanti dall'acquisizione di Sentinel-1 A in data 04/04/2017. Il pin ("Budrio") corrisponde al centro dell'area di studio. In basso, un'immagine satellitare nel visibile mostra la porzione di superficie terrestre compresa dalle immagini radar (riquadro rosso).

# 4.3 Dati analizzati

Il periodo di studio è stato scelto in concomitanza con il periodo di presa dati della stazione gamma, dal 04/04/2017 al 02/11/2017 e dal 05/03/2020 al 25/03/2020. L'indagine è stata ristretta ai periodi in cui il suolo del sito di studio si trovava privo di vegetazione: nel 2017 si è escluso il periodo compreso tra il giorno di trapianto delle piante di pomodoro (23/05) e la loro raccolta, avvenuta il 14/09; nel 2020 si è escluso il periodo successivo alla data di semina del mais, avvenuta il 25/03.

Per ogni periodo di studio sono disponibili i dati del contenuto d'acqua misurato dalla stazione gamma, i dati sulle piogge e sulle irrigazioni. Quest'ultime non sono state effettuate durante i periodi studiati, in quanto il terreno si trovava privo di vegetazione. Le immagini satellitari relative alle acquisizioni dei satelliti Sentinel-1 durante i periodi di studio sono state scaricate attraverso il portale *Copernicus Open Access Hub*<sup>6</sup>: questa piattaforma permette di accedere a tutti i dati delle missioni Sentinel e di eseguire una ricerca avanzata scegliendo la regione di interesse, il tipo di prodotto desiderato e il periodo di acquisizione (Figura 4.9). I prodotti scaricati derivano tutti da acquisizioni di Sentinel-1 A e Sentinel-1 B e sono immagini di livello 1, GDR, ad alta risoluzione. Il periodo di acquisizione è riportato in Tabella 4.1.

Insert search criteria		8	Q		
Ayala	S & STAT	· ×	Altedo	San Gabriele	Mondonuovo
Advanced Search		Clear	TAL	aricella	San Pietro Albe
Sort By:	» Order By:		an Giorgio di Piano Minarbio	·Tintona	Caponume
Ingestion Date 🔹	Descending	T	in Duno		Molinell
Sensing period			San Marino i Bentivoglio	San Martino in Soverzano	XV
2017/04/01	2017/11/02	=	Lovoleto Muddatas	Mezzolara	Miravalle
Ingestion period			di Cazzano	SY 14	Torrente Idice
Ħ		H	ano Granamio	STAX	And And
Mission: Sentinel-1			lia dell'Emilia	andina	Ta Malvezzi
Satellite Platform	Product Type		arto Inferiore	Budno	1-1-
•	GRD		TASA IN	ento	
Polarisation	Sensor Mode		Castenaso Fiesso	17h	
Alativa Orbit Number (from 1 to	Collection	•	Villanova di Castenaso	ro. y.	4 Al
(1011 1 10	Conection		vena Borgatella	1.11	Medicina

Figura 4.9 – Interfaccia web dell'*Hub Copernicus,* con i parametri di ricerca avanzata adottati e la regione di interesse evidenziata in arancione.

I risultati della ricerca evidenziano che la regione di interesse è coperta dalle acquisizioni su diverse orbite, e da diversi sub-swaths (Figura 4.10). Questa sovrapposizione riduce l'intervallo di tempo tra due acquisizioni successive sulla zona di interesse.

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> <u>https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home</u> (consultato nel mese di maggio 2020).



Figura 4.10 – Sub-swath (evidenziati in rosso) ottenuti dalla ricerca sull'*Hub Copernicus* aventi orientamento a seconda che il passaggio sia discendente (asse Nord-Est, Sud-Ovest) o ascendente (asse Nord-Ovest, Sud-est).

Dall'Hub Copernicus è possibile verificare in quali date e in quali orari si sono avuti i passaggi dei satelliti sull'area di interesse. I tre periodi di studio scelti (Primavera\_2017, Autunno\_2017 e Primavera\_2020) coprono intervalli temporali di lunghezza diversa e comprendono un numero diverso di passaggi dei satelliti (Tabella 4.1).

Nomo poriodo		Intorvallo tomporalo	Ciorni totoli	Numero di passaggi	
	Nome periodo		Giorni totali	dei satelliti	
	Primavera_2017	Dal 04/04 al 22/05/2017	49	25	
	Autunno_2017	Dal 15/09 al 02/11/2017	49	25	
	Primavera_2020	Dal 05/03 al 24/03/2020	20	9	

Tabella 4.1 – Periodi di studio scelti, nei quali il sito di studio si trovava in condizioni di suolo nudo, e concomitanti alla presa dati in situ della stazione gamma. Per ogni periodo è riportata la durata in giorni, e il numero delle acquisizioni effettuate dai satelliti sul sito di studio. Quest'ultimo corrisponde al numero delle immagini satellitari analizzate per ciascun periodo.

In Figura 4.10, 4.11 e 4.12 sono riportati i passaggi di Sentinel-1 e le piogge giornaliere registrate dalla stazione meteo misurato (vedi paragrafo 2.3.2) per ciascun periodo.



Figura 4.11 – Per ogni giorno sono riportati (in blu) i mm di pioggia caduti e i 25 passaggi dei satelliti Sentinel-1 (in arancio), nel periodo Primavera\_2017.



Figura 4.12 - Per ogni giorno sono riportati (in blu) i mm di pioggia caduti e i 25 passaggi dei satelliti Sentinel-1 (in arancio), nel periodo Autunno\_2017.



Figura 4.13 - Per ogni giorno sono riportati (in blu) i mm di pioggia caduti e i 9 passaggi dei satelliti Sentinel-1 (in arancio), nel periodo Primavera\_2020.



Il contenuto d'acqua del suolo (SWC, *soil water content*) è misurato sulla base dell'attività del  $^{40}K$  misurata dalla stazione gamma (vedi paragrafo 2.3) (Figura 4.14, Figura 4.15, Figura 4.16).

Figura 4.14 - Sono riportati il rate orario delle piogge (in blu) e la misura del contenuto d'acqua volumetrico del suolo (in verde) per ogni ora, nel periodo Primavera\_2017.



Figura 4.15 - Sono riportati il rate orario delle piogge (in blu) e la misura del contenuto d'acqua volumetrico del suolo (in verde) per ogni ora, nel periodo Autunno\_2017. Tra le ore 11:00 del 2/10 e le 14:00 del 3/10 vi è una lacuna nelle misure effettuate dalla stazione gamma, dovuta ad un malfunzionamento dell'apparato.



Figura 4.16 - Sono riportati il rate orario delle piogge (in blu) e la misura del contenuto d'acqua volumetrico del suolo (in verde) per ogni ora, nel periodo Primavera\_2020.

Il coefficiente di backscattering ( $\sigma_0$ ) è stato calcolato secondo i passaggi descritti nel processamento (vedi paragrafo 4.2), come la media dei valori di backscattering dei pixel compresi nell'area di 15 x 15 pixel (150 x 150 m) (vedi paragrafo 0) attorno alla posizione geografica della stazione gamma (Tabella 4.2, Tabella 4.3, Tabella 4.4). La modalità di funzionamento dei satelliti nei passaggi al di sopra dell'area di interesse è IW con polarizzazione doppia VH+VV (vedi paragrafo 3.4), perciò si può ricavare dalle immagini satellitari un valore di  $\sigma_0$  per ciascuna polarizzazione. Il coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  è espresso come numero adimensionale, e l'errore sul valor medio è calcolato come deviazione standard.

Primavera_2017					
			c	50	
Data e ora locale	Satellite	$\sigma_{vh}$	±δ(σ <sub>vн</sub> )	$\sigma_{vv}$	±δ(σ <sub>vv</sub> )
04/04 07:27	S1A	0.0065	0.0037	0.0808	0.0612
05/04 07:18	S1B	0.0075	0.0104	0.0934	0.1017
06/04 19:05	S1B	0.0052	0.0047	0.0480	0.0229
10/04 07:26	S1B	0.0061	0.0039	0.0683	0.0367
11/04 07:18	S1A	0.0057	0.0072	0.0712	0.1058
12/04 19:06	S1A	0.0084	0.0093	0.0884	0.0992
16/04 07:27	S1A	0.0052	0.0034	0.0727	0.0511
17/04 07:18	S1B	0.0194	0.0182	0.2163	0.2133
18/04 19:05	S1B	0.0236	0.0159	0.1685	0.1001
22/04 07:26	S1B	0.0072	0.0038	0.1056	0.0561
23/04 07:18	S1A	0.0067	0.0081	0.1004	0.1142
24/04 19:06	S1A	0.0058	0.0054	0.0427	0.0187
28/04 07:27	S1A	0.0184	0.0108	0.2954	0.1995
29/04 07:18	S1B	0.0074	0.0055	0.1143	0.1170
30/04 19:05	S1B	0.0073	0.0077	0.0594	0.0415
04/05 07:26	S1B	0.0176	0.0100	0.2706	0.1609
05/05 07:18	S1A	0.0213	0.0180	0.2218	0.1638
06/05 19:06	S1A	0.0254	0.0167	0.1942	0.1067
10/05 07:27	S1A	0.0275	0.0182	0.2859	0.1938
11/05 07:18	S1B	0.0177	0.0126	0.2003	0.1338
12/05 19:05	S1B	0.0237	0.0172	0.1790	0.0992
16/05 07:26	S1B	0.0237	0.0136	0.2279	0.1290
17/05 07:18	S1A	0.0157	0.0159	0.1298	0.1056
18/05 19:06	S1A	0.0110	0.0109	0.0613	0.0425
22/05 07:27	S1A	0.0125	0.0096	0.1032	0.0494

Tabella 4.2 – Per ogni acquisizione nel periodo Primavera\_2017 sono riportati la data e l'ora in cui è stata effettuata, il satellite e il valor medio del coefficiente di backscattering ( $\sigma_0$ ) nell'area considerata. La data e l'ora dell'acquisizione si riferiscono all'orario locale nel sito di studio. I due satelliti della costellazione sono denominati S1A (Sentinel-1 A) e S1B (Sentinel-1 B).

	Aut	unno_20	17		
			c	50	
Data e ora locale	Satellite	$\sigma_{vh}$	±δ(σ <sub>vн</sub> )	$\sigma_{vv}$	±δ(σ <sub>vv</sub> )
15/09 19:06	S1A	0.0111	0.0076	0.1180	0.0505
19/09 07:27	S1A	0.0434	0.0220	0.3238	0.1509
20/09 07:18	S1B	0.0361	0.0279	0.2415	0.1586
21/09 19:05	S1B	0.0134	0.0068	0.1041	0.0486
25/09 07:26	S1B	0.0417	0.0194	0.3439	0.1290
26/09 07:19	S1A	0.0220	0.0150	0.2233	0.1234
27/09 19:06	S1A	0.0112	0.0075	0.0997	0.0555
01/10 07:27	S1A	0.0126	0.0066	0.1151	0.0501
02/10 07:18	S1B	0.0133	0.0084	0.1334	0.1143
03/10 19:05	S1B	0.0101	0.0050	0.0849	0.0343
07/10 07:26	S1B	0.0435	0.0205	0.4674	0.2208
08/10 07:19	S1A	0.0227	0.0153	0.2573	0.1499
09/10 19:06	S1A	0.0103	0.0070	0.1015	0.0359
13/10 07:27	S1A	0.0108	0.0063	0.1486	0.0770
14/10 07:18	S1B	0.0071	0.0069	0.1135	0.1163
15/10 19:05	S1B	0.0075	0.0046	0.0728	0.0299
19/10 07:26	S1B	0.0082	0.0038	0.1260	0.0548
20/10 07:19	S1A	0.0061	0.0046	0.1120	0.1235
21/10 19:06	S1A	0.0064	0.0057	0.0616	0.0268
25/10 07:27	S1A	0.0073	0.0049	0.1195	0.0538
26/10 07:18	S1B	0.0062	0.0051	0.1073	0.1187
27/10 19:05	S1B	0.0082	0.0047	0.0710	0.0300
31/10 06:26	S1B	0.0084	0.0041	0.1210	0.0583
01/11 06:19	S1A	0.0068	0.0063	0.1048	0.1332
02/11 18:06	S1A	0.0069	0.0046	0.0652	0.0278

Tabella 4.3 - Per ogni acquisizione nel periodo Autunno\_2017 sono riportati la data e l'ora in cui è stata effettuata, il satellite e il valor medio del coefficiente di backscattering ( $\sigma_0$ ) nell'area considerata. La data e l'ora dell'acquisizione si riferiscono all'orario locale nel sito di studio. I due satelliti della costellazione sono denominati S1A (Sentinel-1 A) e S1B (Sentinel-1 B).

Primavera_2020					
c				50	
Data e ora locale	Satellite	$\sigma_{vh}$	±δ(σ <sub>vн</sub> )	$\sigma_{vv}$	±δ(σ <sub>vv</sub> )
7/3 06:27	S1A	0.0103	0.0056	0.1254	0.0679
8/3 06:18	S1B	0.0046	0.0032	0.0711	0.1005
9/3 18:05	S1B	0.0065	0.0058	0.0556	0.0260
13/3 06:26	S1B	0.0064	0.0042	0.0672	0.0389
14/3 06:19	S1A	0.0073	0.0079	0.0694	0.0994
15/3 18:06	S1A	0.0063	0.0045	0.0523	0.0258
19/3 06:27	S1A	0.0076	0.0054	0.0665	0.0354
20/3 06:18	S1B	0.0050	0.0040	0.0618	0.0983
21/3 18:05	S1B	0.0065	0.0054	0.0530	0.0254

Tabella 4.4 - Per ogni acquisizione nel periodo Primavera\_2020 sono riportati la data e l'ora in cui è stata effettuata, il satellite e il valor medio del coefficiente di backscattering ( $\sigma_0$ ) nell'area considerata. La data e l'ora dell'acquisizione si riferiscono all'orario locale nel sito di studio. I due satelliti della costellazione sono denominati S1A (Sentinel-1 A) e S1B (Sentinel-1 B).

## 4.4 Analisi dei dati

Nella prima parte di questo paragrafo viene giustificata la scelta della dimensione dell'area di studio. In seguito, viene descritta la procedura seguita per individuare la presenza di outliers all'interno dell'insieme dei valori dei pixel di ogni acquisizione e viene definita la stima delle incertezze associate ai dati di backscattering e di SWC. Nell'ultima parte del paragrafo sono riportate le relazioni lineari calcolate tra il coefficiente di backscattering e il SWC e le ulteriori analisi effettuate sui dati.

#### 4.4.1 Area di studio

L'area di studio utilizzata per le analisi dei dati è rappresentata da una porzione del fotogramma di Sentinel-1 di dimensioni 15 x 15 pixel, con pixel quadrati di lato 10 m; l'area corrisponde quindi ad un'area quadrata di lato 150 m e di estensione pari a 2.25 ettari. Per determinare la dimensione dell'area di studio è stato scelto di investigare l'andamento della media dei valori del coefficiente di backscattering al variare del lato dell'area quadrata in unità di pixel per le acquisizioni in polarizzazione VH e VV nel periodo Primavera\_2017 (Figura 4.17, Figura 4.18).



Figura 4.17 – Media dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  per tutte le acquisizioni in polarizzazione VH nel periodo Primavera\_2017, in funzione delle dimensioni in pixel dell'area quadrata centrata nella stazione gamma. La linea verticale corrispondente ad un lato pari a 15 pixel identifica le dimensioni del lato dell'area di studio scelta.



Figura 4.18 – Media dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  per tutte le acquisizioni in polarizzazione VV nel periodo Primavera\_2017 in funzione delle dimensioni in pixel dell'area quadrata centrata nella stazione gamma. La linea verticale corrispondente ad un lato pari a 15 pixel identifica le dimensioni del lato dell'area di studio scelta.

L'area di studio rappresentata in Figura 4.19 è centrata nella posizione della stazione gamma (paragrafo 2.3.2) ed include l'intero campo in cui è installato il rivelatore e porzioni di campi adiacenti del centro sperimentale che nella quasi totalità dei casi erano privi copertura vegetativa durante i tre periodi di studio scelti.



Figura 4.19 – Visualizzazione su Google Earth dell'area di studio scelta (box grigio) corrispondente ad un quadrato di lato 150 m e centrata nella stazione gamma. L'immagine satellitare è stata acquisita il 22/04/2017 (Primavera\_2017) e come si può notare circa il 90% dell'area comprende suoli privi di vegetazione. L'unico elemento antropico presente nell'area di studio è un traliccio posto a sud-ovest.

#### 4.4.2 Boxplot di Tukey

L'utilizzo della media dei valori del coefficiente di backscattering come parametro descrittivo statistico della distribuzione assume che la funzione di probabilità dei dati sia simmetrica rispetto ad un valore centrale. La distribuzione normale (o di Gauss), il valore centrale coincide con la media aritmetica, la mediana e la moda dei dati. La presenza di valori estremi, le cosiddette "code", fa aumentare l'asimmetria della distribuzione e media aritmetica, mediana e moda dei dati non coincidono. L'asimmetria (*s*) di un insieme di dati  $x_i$  dipende dalla loro deviazione standard ( $\delta$ ) e dal cubo degli scarti dalla media  $\bar{x}$  secondo la seguente relazione:

$$s \propto \sum \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}\right)^3$$
 (70)

Una distribuzione simmetrica ha per definizione s = 0. L'asimmetria è positiva (s > 0) quando la distribuzione presenta una cosa a destra rispetto alla media; è negativa (s < 0) quando la distribuzione ha una coda a sinistra. In generale, si può considerare una distribuzione sufficientemente simmetrica da poter prendere la media aritmetica come riferimento del valore atteso quando l'asimmetria dei dati ha un valore compreso tra 0 e 1.

Oltre all'istogramma di frequenza, una rappresentazione grafica per studiare la distribuzione dei dati ed individuare la presenza di outliers è il metodo del boxplot di Tukey (Figura 4.20). Il boxplot

divide i valori ordinati dei dati in quattro parti uguali calcolando per prima cosa la mediana di tutti i dati, detta anche secondo quartile ( $Q_2$ ) e poi calcolando la mediana di ciascuna delle due parti. La mediana della prima metà dei dati è definita primo quartile, mentre quella della seconda metà è definita terzo quartile. La differenza tra il terzo ( $Q_3$ ) e il primo quartile ( $Q_1$ ) si definisce dispersione dei dati o distanza interquartile (IQR) e contiene circa il 50% dei dati. Gli outliers della distribuzione rappresentano i valori che minori e maggiori rispettivamente di una soglia inferiore ( $S_i$ ) e una soglia superiore ( $S_s$ ) calcolate con le seguenti equazioni:

$$S_i = Q_1 - 1.5 \times IQR \tag{71}$$

$$S_S = Q_3 + 1.5 \times IQR \tag{72}$$

La rappresentazione grafica del boxplot è un rettangolo i cui estremi sono dati da  $Q_1 e Q_3 e$  la mediana ( $Q_2$ ) è rappresentata da una linea orizzontale che divide il rettangolo e che risulta centrata tanto più la distribuzione è simmetrica. Le soglie inferiore e superiore sono rappresentate dai cosiddetti "baffi" e gli eventuali outliers sono rappresentati da punti isolati.

Il vantaggio principale nell'uso del boxplot risiede nel fatto che si tratta di un metodo grafico di visualizzazione dei dati che prescinde da qualsiasi presupposto sulla distribuzione dei valori e che permette di indentificare la presenza di outliers, ovvero dati che si considerano non facenti parte della popolazione statistica e non sono rappresentativi del fenomeno studiato.

Nella Figura 4.20 sono riportati, a titolo di esempio rappresentativo per tutti i periodi, i boxplot calcolati per i dati di backscattering acquisiti in polarizzazione VH del periodo Primavera\_2017. Dal grafico si può evincere che tutte le acquisizioni sono caratterizzate da una spiccata asimmetria positive e dalla presenza di numerosi outliers; caratteristiche ritrovate nell'analisi delle acquisizioni di tutti i periodi studiati.



Figura 4.20 – Boxplot delle distribuzioni di backscattering in polarizzazione VH per le acquisizioni del periodo Primavera\_2017.

Tutti i dati riportati fino a questo punto non sono stati analizzati con il metodo del boxplot e sono relativi all'insieme completo dei 225 pixel nell'area di studio. L'analisi presentata da qui in poi è stata fatta dopo aver rimosso gli outliers identificati con il metodo boxplot in ciascun set di dati. Per ogni acquisizione è stata determinata la percentuale del numero degli outliers rispetto al numero totale dei dati e il numero dei dati rimanenti. Di quest'ultimo insieme di dati si è calcolata l'asimmetria (*s*) definita dalla formula:

$$s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\delta}\right)^3 \tag{73}$$

dove *n* è il numero dei dati,  $\delta$  la deviazione standard dei dati  $x_i$  e  $\bar{x}$  la loro media. Dal momento che le distribuzioni di dati hanno un indice di asimmetria compresa tra 0 e 1 nella quasi totalità dei casi, è stata la media aritmetica come valore centrale rappresentativo dei dati.

L'incertezza associata alla media è stata stimata calcolando la deviazione standard delle distribuzioni dei dati che risulta sempre superiore all'incertezza sperimentale derivante dal processo di misura e dal pre-processing (paragrafo 4.1). Quest'ultimo errore è associato al coefficiente di backscattering misurato per un singolo pixel, o per un'area estesa perfettamente uniforme, ed è stimato pari a circa il 7.7% (1 sigma) per i prodotti GRDH acquisiti in modalità IW (paragrafo 3.4). In questo lavoro di Tesi è stato utilizzato il valor medio  $\sigma_0$  dei coefficienti di backscattering di un'area estesa, per la quale l'incertezza maggiore deriva dalla presenza di disuniformità della superficie.

I risultati delle operazioni descritte sono riportati in Tabella 4.5, Tabella 4.6, Tabella 4.7, Tabella 4.8, Tabella 4.9, Tabella 4.10. Dal momento che per ogni acquisizione sono dati due diversi insiemi
di valori dei pixel, estratti dalle due immagini nelle polarizzazioni VH e VV, per ciascun insieme vi è un numero diverso di outliers, ed è necessario considerare le polarizzazioni separatamente.

Nel seguito dell'analisi ci si riferirà alla media aritmetica e deviazione standard calcolate sull'insieme dei dati compresi tra le soglie inferiore e superiore determinate dal boxplot.

Primavera_2017, Backscattering σ₀ VH						
Data e ora locale	Numero pixel	% Outliers	Media	Dev. St.	Asimmetria	
04/04 07:27	212	5.8	0.0059	0.0027	0.72	
05/04 07:18	207	8.0	0.0050	0.0030	0.96	
06/04 19:05	214	4.9	0.0044	0.0026	0.65	
10/04 07:26	223	0.9	0.0060	0.0038	0.69	
11/04 07:19	198	12.0	0.0036	0.0014	0.30	
12/04 19:06	206	8.4	0.0061	0.0047	1.33	
16/04 07:27	214	4.9	0.0047	0.0026	0.70	
17/04 07:18	211	6.2	0.0161	0.0121	0.92	
18/04 19:05	218	3.1	0.0218	0.0127	0.61	
22/04 07:26	223	0.9	0.0071	0.0036	0.64	
23/04 07:19	197	12.4	0.0042	0.0024	1.14	
24/04 19:06	208	7.6	0.0046	0.0031	1.22	
28/04 07:27	225	0.0	0.0184	0.0108	0.53	
29/04 07:18	217	3.6	0.0067	0.0043	0.88	
30/04 19:05	214	4.9	0.0059	0.0037	0.73	
04/05 07:26	224	0.4	0.0175	0.0098	0.66	
05/05 07:19	218	3.1	0.0194	0.0147	0.99	
06/05 19:06	219	2.7	0.0241	0.0148	0.78	
10/05 07:27	214	4.9	0.0248	0.0136	0.58	
11/05 07:18	215	4.4	0.0159	0.0094	0.76	
12/05 19:05	213	5.3	0.0207	0.0110	0.80	
16/05 07:26	213	5.3	0.0216	0.0104	0.60	
17/05 07:19	216	4.0	0.0137	0.0122	1.15	
18/05 19:06	214	4.9	0.0093	0.0071	0.97	
22/05 07:27	217	3.6	0.0112	0.0069	0.98	

Tabella 4.5 – Per ciascuna acquisizione in polarizzazione VH, nel periodo Primavera\_2017, sono riportati la data e l'ora, il numero dei pixel compresi tra le soglie definite dal metodo boxplot, la percentuale degli outliers nell'insieme iniziale dei dati e la media aritmetica, deviazione standard e asimmetria dei coefficienti di backscattering calcolati sull'insieme dei dati dopo aver rimosso gli outliers.

Autunno_2017, Backscattering $\sigma_0$ VH						
Data e ora locale	Numero pixel	% Outliers	Media	Dev. St.	Asimmetria	
15/09 19:06	216	4.0	0.0101	0.0056	0.78	
19/09 07:27	220	2.2	0.0421	0.0203	0.59	
20/09 07:18	202	10.2	0.0283	0.0119	0.44	
21/09 19:05	222	1.3	0.0131	0.0062	0.62	
25/09 07:26	218	3.1	0.0397	0.0159	0.36	
26/09 07:19	216	4.0	0.0201	0.0120	0.97	
27/09 19:06	217	3.6	0.0102	0.0053	0.83	
01/10 07:27	221	1.8	0.0123	0.0062	0.78	
02/10 07:18	212	5.8	0.0120	0.0065	0.78	
03/10 19:05	222	1.3	0.0099	0.0047	0.39	
07/10 07:26	221	1.8	0.0423	0.0187	0.54	
08/10 07:19	220	2.2	0.0216	0.0136	0.86	
09/10 19:06	213	5.3	0.0091	0.0048	0.76	
13/10 07:27	225	0.0	0.0108	0.0063	0.62	
14/10 07:18	215	4.4	0.0059	0.0040	0.93	
15/10 19:05	211	6.2	0.0067	0.0035	0.80	
19/10 07:26	223	0.9	0.0081	0.0037	0.50	
20/10 07:19	205	8.9	0.0050	0.0028	0.89	
21/10 19:06	217	3.6	0.0056	0.0034	0.91	
25/10 07:27	217	3.6	0.0068	0.0038	0.72	
26/10 07:18	215	4.4	0.0054	0.0036	0.84	
27/10 19:05	219	2.7	0.0078	0.0040	0.34	
31/10 06:26	222	1.3	0.0082	0.0039	0.60	
01/11 06:19	215	4.4	0.0057	0.0037	1.05	
02/11 18:06	213	5.3	0.0062	0.0032	0.90	

Tabella 4.6 – Per ciascuna acquisizione in polarizzazione VH, nel periodo Autunno\_2017, sono riportati la data e l'ora, il numero dei pixel compresi tra le soglie definite dal metodo boxplot, la percentuale degli outliers nell'insieme iniziale dei dati e la media aritmetica, deviazione standard e asimmetria dei coefficienti di backscattering calcolati sull'insieme dei dati dopo aver rimosso gli outliers.

Primavera_2020, Backscattering σ₀ VH						
Data e ora locale	Numero pixel	% Outliers	Media	Dev. St.	Asimmetria	
07/03 06:27	224	0.4	0.0102	0.0055	0.64	
08/03 06:18	212	5.8	0.0040	0.0015	0.34	
09/03 18:05	204	9.3	0.0050	0.0034	1.34	
13/03 06:26	221	1.8	0.0061	0.0039	0.94	
14/03 06:19	204	9.3	0.0053	0.0027	0.98	
15/03 18:06	206	8.4	0.0053	0.0024	0.80	
19/03 06:27	217	3.6	0.0070	0.0044	0.98	
20/03 06:18	202	10.2	0.0039	0.0016	0.30	
21/03 18:05	204	9.3	0.0051	0.0026	0.74	

Tabella 4.7 – Per ciascuna acquisizione in polarizzazione VH, nel periodo Primavera\_2020, sono riportati la data e l'ora, il numero dei pixel compresi tra le soglie definite dal metodo boxplot, la percentuale degli outliers nell'insieme iniziale dei dati e la media aritmetica, deviazione standard e asimmetria dei coefficienti di backscattering calcolati sull'insieme dei dati dopo aver rimosso gli outliers.

Primavera_2017, Backscattering $\sigma_0$ VV						
Data e ora locale	Numero pixel	% Outliers	Media	Dev. St.	Asimmetria	
04/04 07:27	211	6.2	0.0690	0.0398	0.57	
05/04 07:18	210	6.7	0.0719	0.0471	0.75	
06/04 19:05	223	0.9	0.0474	0.0223	0.49	
10/04 07:26	220	2.2	0.0659	0.0333	0.36	
11/04 07:19	211	6.2	0.0490	0.0320	0.68	
12/04 19:06	193	14.2	0.0522	0.0357	1.16	
16/04 07:27	212	5.8	0.0638	0.0356	0.61	
17/04 07:18	216	4.0	0.1826	0.1256	0.92	
18/04 19:05	217	3.6	0.1574	0.0824	0.51	
22/04 07:26	225	0.0	0.1056	0.0561	0.14	
23/04 07:19	214	4.9	0.0796	0.0532	0.83	
24/04 19:06	222	1.3	0.0420	0.0176	0.02	
28/04 07:27	222	1.3	0.2858	0.1826	0.50	
29/04 07:18	208	7.6	0.0879	0.0484	0.60	
30/04 19:05	214	4.9	0.0523	0.0260	0.25	
04/05 07:26	220	2.2	0.2598	0.1452	0.39	
05/05 07:19	217	3.6	0.2005	0.1167	0.65	
06/05 19:06	220	2.2	0.1857	0.0912	0.59	
10/05 07:27	219	2.7	0.2697	0.1691	0.75	
11/05 07:18	220	2.2	0.1906	0.1182	0.66	
12/05 19:05	220	2.2	0.1727	0.0906	0.71	
16/05 07:26	218	3.1	0.2143	0.1042	0.55	
17/05 07:19	215	4.4	0.1133	0.0715	0.96	
18/05 19:06	218	3.1	0.0569	0.0349	0.92	
22/05 07:27	220	2.2	0.0994	0.0426	0.45	

Tabella 4.8 – Per ciascuna acquisizione in polarizzazione VV, nel periodo Primavera\_2017, sono riportati la data e l'ora, il numero dei pixel compresi tra le soglie definite dal metodo boxplot, la percentuale degli outliers nell'insieme iniziale dei dati e la media aritmetica, deviazione standard e asimmetria dei coefficienti di backscattering calcolati sull'insieme dei dati dopo aver rimosso gli outliers.

Autunno_2017, Backscattering $\sigma_0$ VV							
Data e ora locale	Numero pixel	% Outliers	Media	Dev. St.	Asimmetria		
15/09 19:06	224	0.4	0.1173	0.0495	0.63		
19/09 07:27	216	4.0	0.3049	0.1197	0.70		
20/09 07:18	216	4.0	0.2203	0.1131	0.74		
21/09 19:05	219	2.7	0.1001	0.0425	0.53		
25/09 07:26	223	0.9	0.3405	0.1243	0.38		
26/09 07:19	221	1.8	0.2120	0.0907	0.65		
27/09 19:06	218	3.1	0.0943	0.0473	0.75		
01/10 07:27	222	1.3	0.1132	0.0477	0.46		
02/10 07:18	215	4.4	0.1133	0.0478	0.32		
03/10 19:05	217	3.6	0.0812	0.0288	0.38		
07/10 07:26	217	3.6	0.4440	0.1868	0.65		
08/10 07:19	218	3.1	0.2386	0.1034	0.62		
09/10 19:06	224	0.4	0.1010	0.0352	0.41		
13/10 07:27	219	2.7	0.1418	0.0657	0.66		
14/10 07:18	213	5.3	0.0910	0.0445	0.96		
15/10 19:05	220	2.2	0.0708	0.0273	0.48		
19/10 07:26	223	0.9	0.1245	0.0526	0.81		
20/10 07:19	209	7.1	0.0849	0.0393	0.71		
21/10 19:06	223	0.9	0.0609	0.0259	0.55		
25/10 07:27	221	1.8	0.1165	0.0494	0.56		
26/10 07:18	208	7.6	0.0802	0.0336	0.71		
27/10 19:05	225	0.0	0.0710	0.0300	0.62		
31/10 06:26	214	4.9	0.1127	0.0462	0.85		
01/11 06:19	210	6.7	0.0751	0.0339	0.73		
02/11 18:06	224	0.4	0.0648	0.0273	0.45		

Tabella 4.9 – Per ciascuna acquisizione in polarizzazione VV, nel periodo Autunno\_2017, sono riportati la data e l'ora, il numero dei pixel compresi tra le soglie definite dal metodo boxplot, la percentuale degli outliers nell'insieme iniziale dei dati e la media aritmetica, deviazione standard e asimmetria dei coefficienti di backscattering calcolati sull'insieme dei dati dopo aver rimosso gli outliers.

Primavera_2020, Backscattering σ <sub>0</sub> VV						
Data e ora locale	Numero pixel	% Outliers	Media	Dev. St.	Asimmetria	
07/03 06:27	214	4.9	0.1152	0.0493	0.43	
08/03 06:18	208	7.6	0.0497	0.0268	0.84	
09/03 18:05	220	2.2	0.0538	0.0231	0.43	
13/03 06:26	219	2.7	0.0633	0.0305	0.42	
14/03 06:19	209	7.1	0.0479	0.0291	0.81	
15/03 18:06	222	1.3	0.0512	0.0243	0.56	
19/03 06:27	220	2.2	0.0642	0.0322	0.57	
20/03 06:18	212	5.8	0.0427	0.0317	0.84	
21/03 18:05	224	0.4	0.0527	0.0251	0.09	

Tabella 4.10 -- Per ciascuna acquisizione in polarizzazione VV, nel periodo Primavera\_2020, sono riportati la data e l'ora, il numero dei pixel compresi tra le soglie definite dal metodo boxplot, la percentuale degli outliers nell'insieme iniziale dei dati e la media aritmetica, deviazione standard e asimmetria dei coefficienti di backscattering calcolati sull'insieme dei dati dopo aver rimosso gli outliers.

Le medie dei coefficienti di backscattering possono essere messe a confronto con i dati sulla pioggia oraria (Figura 4.21, Figura 4.22, Figura 4.23) così come fatto nel paragrafo 4.3 per il SWC misurato dalla stazione gamma. A titolo di esempio, si riportano i grafici relativi alle acquisizioni in polarizzazione VV, per tutti e tre i periodi. Dai grafici è evidente come l'andamento del coefficiente di backscattering risulti molto sensibile alle piogge quando l'acquisizione è concomitante al momento in cui esse avvengono, o di poco successiva.



Figura 4.21 – Andamento dei valori medi del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  per le acquisizioni in polarizzazione VV e quantità di pioggia misurata in un'ora nel periodo Primavera\_2017. I valori del backscattering medio sono riportati privi di errori per semplicità di visualizzazione.



Figura 4.22 – Andamento dei valori medi del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  per le acquisizioni in polarizzazione VV e quantità di pioggia misurata in un'ora nel periodo nel periodo Autunno\_2017. I valori del backscattering medio sono riportati privi di errori per semplicità di visualizzazione.



Figura 4.23 – Andamento dei valori medi del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  per le acquisizioni in polarizzazione VV e quantità di pioggia misurata in un'ora nel periodo Primavera\_2020. I valori del backscattering medio sono riportati privi di errori per semplicità di visualizzazione.

# 4.4.3 Relazione tra coefficiente di backscattering ( $\sigma_0$ ) e contenuto d'acqua del suolo (SWC)

Il *Soil Water Content* (SWC) è stato misurato dalla stazione gamma continuamente durante tutti i tre periodi di studio. L'acquisizione di un singolo spettro gamma da parte della stazione (vedi paragrafo 2.2.3) ha una durata di 1 ora, che corrisponde alla risoluzione temporale dei dati. Si è valutata la relazione tra il coefficiente di backscattering e il SWC calcolato a partire dai conteggi nello spettro acquisito tra l'inizio e la fine dell'ora entro la quale è compreso il momento di passaggio del satellite.

L'incertezza associata al SWC calcolato a partire dallo spettro gamma è stata fissata al 10%, a seguito del confronto con misure del contenuto d'acqua del suolo effettuate con il metodo gravimetrico (vedi paragrafo 1.2.2).

La relazione tra i dati relativi al contenuto d'acqua del suolo volumetrico (SWC) e al backscattering ( $\sigma_0$ ) è stata assunta, sulla base della letteratura, lineare: la retta che descrive la relazione tra una variabile dipendente *y* e una variabile indipendente *x* è definita da un coefficiente angolare *m* e un'intercetta *q*:

$$y = (m \pm dm)x + (q \pm dq) \tag{74}$$

dove dm e dq sono le incertezze associate rispettivamente a m e q e derivanti dalla regressione lineare. I parametri m e q devono essere determinati attraverso un processo di regressione lineare.

Nella Tabella 4.11 sono riportati i risultati ottenuti attraverso una procedura che dipende dalle incertezze associate ai singoli dati, mentre nella Tabella 4.12 sono riportati i risultati ottenuti attraverso una procedura che non dipende dalle incertezze.

Periodo	Polarizzazione	Numero dati	R <sup>2</sup>	m ± dm	q ± dq
Primavera_2017	VH	25	0.78	9.46 ± 3.12	0.11 ± 0.02
Autunno_2017	VH	25	0.69	8.80 ± 3.43	0.06 ± 0.03
Primavera_2017	VV	25	0.66	$1.13 \pm 0.47$	0.10 ± 0.03
Autunno_2017	VV	25	0.60	1.23 ± 0.58	0.01 ± 0.05

Tabella 4.11 – Parametri *m* e *q* e le rispettive incertezze (*dm* e *dq*) ricavati dalla regressione lineare che dipende dalle incertezze sui dati e correla i dati di backscattering ( $\sigma_0$ ) e di contenuto d'acqua SWC, per i periodi Primavera\_2017 e Autunno\_2017 e per le polarizzazioni VH e VV. Si riportano, inoltre, il numero dei dati in ogni serie e il coefficiente di correlazione tra i dati  $R^2$ .

Periodo	Polarizzazione	Numero dati	R <sup>2</sup>	m ± dm	q ± dq
Primavera_2017	VH	25	0.78	6.35 ± 0.70	0.14 ± 0.01
Autunno_2017	VH	25	0.69	3.26 ± 0.46	0.11 ± 0.01
Primavera_2020	VH	9	0.35	6.54 ± 3.39	0.23 ± 0.02
Primavera_2017	VV	25	0.66	0.55 ± 0.08	0.14 ± 0.01
Autunno_2017	VV	25	0.60	0.36 ± 0.06	$0.10 \pm 0.01$
Primavera 2020	VV	9	0.54	0.71 ± 0.25	0.22 ± 0.02

Tabella 4.12 – Parametri  $m \in q$  e le rispettive incertezze ( $dm \in dq$ ) ricavati dalla procedura di regressione lineare indipendente dalle incertezze, tra i dati di backscattering ( $\sigma_0$ ) e di contenuto d'acqua SWC per tutti e tre i periodi di studio e per le polarizzazioni VH e VV. Si riportano, inoltre, il numero di dati in ogni serie e il coefficiente di correlazione tra i dati  $R^2$ .

In Figura 4.24, Figura 4.25,..., Figura 4.33 sono riportati i grafici a dispersione e le rette di regressione lineare ottenuti dal confronto tra  $\sigma_0$  e SWC: la retta centrale (linea continua) è relativa al valore calcolato dei parametri *m* e *q*, mentre le altre rette (line tratteggiate) sono relative ai valori estremi dei parametri rispetto alla loro incertezza. I grafici hanno colori diversi a seconda del periodo a cui si riferiscono: i grafici relativi ai dati di Primavera\_2017 sono in rosso, in arancione quelli relativi ad Autunno\_2017 e in verde quelli relativi a Primavera\_2020. L'incertezza sperimentale sul coefficiente di backscattering è posta ad 1 sigma, ovvero il valore di una deviazione standard, mentre l'incertezza sul SWC è posta al 10%.

Le rette di regressione lineare calcolate con la procedura dipendente dalle incertezze sui dati sono riportate in Figura 4.24, Figura 4.25, Figura 4.26, Figura 4.27. Le rette di regressione lineare calcolate con la procedura indipendente dalle incertezze sono riportate in Figura 4.28, , Figura 4.29, Figura 4.30, Figura 4.32, Figura 4.31 e Figura 4.33.



Figura 4.24 - Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Primavera\_2017 per la polarizzazione VH. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata tenendo conto delle incertezze associate ai dati.



Figura 4.25 - Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Autunno\_2017 per la polarizzazione VH. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata tenendo conto delle incertezze associate ai dati.



Figura 4.26 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Primavera\_2017 per la polarizzazione VV. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata tenendo conto delle incertezze associate ai dati.



Figura 4.27 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Autunno\_2017 per la polarizzazione VV. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata tenendo conto delle incertezze associate ai dati.



Figura 4.28 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Primavera\_2017 per la polarizzazione VH. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata indipendentemente delle incertezze associate ai dati.



Figura 4.29 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Autunno\_2017 per la polarizzazione VH.



Figura 4.30 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Primavera\_2020 per la polarizzazione VH. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata indipendentemente delle incertezze associate ai dati.



Figura 4.31 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Primavera\_2017 per la polarizzazione VV. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata indipendentemente delle incertezze associate ai dati.



Figura 4.32 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  del periodo Autunno\_2017 per la polarizzazione VV. È riportata anche la retta di regressione lineare calcolata indipendentemente delle incertezze associate ai dati.





In Figura 4.34 e Figura 4.35 si riportano rispettivamente per le acquisizioni in polarizzazione VH e VV i grafici a dispersione le rette di regressione indipendenti dalle incertezze sui dati. Le incertezze sui dati non sono riportate per semplicità di visualizzazione dei dati, e per la stessa ragione è stata omessa la rappresentazione delle rette di regressione massime e minime rispetto alle incertezze sui parametri m e q.



Figura 4.34 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  in polarizzazione VH per i periodi Primavera\_2017 (in rosso), Autunno\_2017 (in arancione) e Primavera\_2020 (in verde) per un totale di 59 punti. Le rette di regressione sono riportate con le relative equazioni e il valore del coefficiente di correlazione tra i dati  $R^2$ .



Figura 4.35 – Grafico a dispersione dei valori di contenuto d'acqua volumetrico (SWC) e dei valori del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  in polarizzazione VV per i periodi Primavera\_2017 (in rosso), Autunno\_2017 (in arancione) e Primavera\_2020 (in verde) per un totale di 59 punti. Le rette di regressione sono riportate con le relative equazioni e il valore del coefficiente di correlazione tra i dati  $R^2$ .

Dai grafici si osserva che le rette di regressione relative ai tre periodi hanno coefficienti angolari *m* simili (Tabella 4.12), mentre i valori di *q* non sono compatibili fra loro ma sempre positivi. La correlazione data dal coefficiente  $R^2$  tra il backscattering in polarizzazione VH e il SWC è migliore di quella del backscattering in polarizzazione VV, nelle due serie relative all'anno 2017, mentre è peggiore relativamente al periodo Primavera\_2020.

#### 4.4.4 Studi sui dati

Sono stati effettuati diversi studi per investigare il rapporto tra i valori del backscattering nelle due diverse polarizzazioni, la dipendenza del backscattering dal satellite che ha effettuato la misura e la dipendenza da diversi parametri ambientali. Vengono riportati i risultati più significativi.

Si è studiata la relazione tra i coefficienti di backscattering medi nelle due polarizzazioni VH e VV, per ciascuna acquisizione, in ogni periodo (Figura 4.36). La relazione tra i dati è descritta da una funzione lineare calcolata attraverso un metodo di regressione. Il coefficiente di correlazione  $R^2$  ha un valore pari a 0.87 e indica che tra i dati vi è una buona correlazione lineare escludendo eventuali differenze nell'andamento dei valori del backscattering nell'una o nell'altra polarizzazione. Il valore q è prossimo a 0 (0.02) non vi è infatti alcun motivo per supporre che il valore del backscattering si possa annullare per le misure in una polarizzazione e non nell'altra, dal momento che esiste sempre una componente del segnale riflesso che risulta depolarizzata rispetto alla direzione di polarizzazione iniziale (in questo caso, verticale (V)). Il coefficiente angolare della retta di regressione m è prossimo a 10, il che significa che tra i valori del backscattering nell'una o nell'altra polarizzazione vi è un ordine di grandezza di differenza.



Figura 4.36 – Grafico a dispersione dei valori del coefficiente di backscattering in polarizzazione VH e VV considerando le acquisizioni (59) di tutti i periodi.

Dal grafico di Figura 4.36 si può trarre la conclusione che durante i tre periodi le condizioni di suolo nudo non hanno introdotto differenze di risposta del segnale nelle due diverse polarizzazioni.

Il segnale riflesso in polarizzazione H, infatti, varia molto rispetto al segnale riflesso in polarizzazione V in condizioni di presenza di vegetazione: una relazione lineare rispetto a tutti i tre periodi indica che la risposta dei due segnali non ha subito variazioni apprezzabili durante l'intervallo di tempo studiato.

#### 4.4.4.1 Relazione tra $\sigma_0$ e parametri meteorologici

La stazione agrometeorologica installata nel sito di studio è dotata di diversi sensori (paragrafo 2.3.2), i cui dati sono stati utilizzati per investigare una possibile relazione tra il valore del coefficiente di backscattering e le grandezze misurate. In particolare, il backscattering è stato messo in relazione con la temperatura e l'umidità dell'aria a 1 m di altezza rispetto al suolo, la velocità del vento, l'intensità della radiazione solare, l'intensità della radiazione UV e la pressione atmosferica. Per nessuna di queste grandezze è emersa una correlazione significativa con il coefficiente di backscattering, che si può quindi ritenere indipendente da esse.

### 5 Conclusioni

L'obiettivo di questo lavoro di Tesi è stato quello di studiare il contenuto d'acqua di un suolo agricolo correlando misure di spettroscopia gamma con dati satellitari ottenuti da Sentinel-1. In particolare l'impiego di uno spettrometro gamma installato permanentemente presso un'area test (Consorzio CER – Budrio BO) ha permesso di quantificare il contenuto d'acqua di un suolo non vegetato per tre periodi: 49 giorni nella primavera 2017, 49 giorni nell'autunno 2017 e 25 giorni nella primavera del 2020. Rispetto ai classici sensori puntuali (e.g. TDR, FDR, etc.), questo metodo di *proximal remote sensing* permette di studiare in *real time* l'umidità del suolo su una superficie relativamente grande (0.2 ettari) confrontabile con le superfici investigate attraverso tecniche di telerilevamento. Per questo studio sono stati utilizzati i dati prodotti dai satelliti Sentinel-1, i quali presentano una serie di vantaggi: sono disponibili gratuitamente, l'ESA fornisce tool standard di processing e si ha un passaggio satellitare medio sull'area investigata di circa 1 giorno ogni 2.

Trattandosi di un approccio multidisciplinare, il lavoro di Tesi ha richiesto un'ampia revisione della letteratura scientifica con l'obiettivo di definire in modo rigoroso i concetti fondamentali riguardanti la geopedologia, la spettroscopia gamma e le tecniche di telerilevamento. Partendo dalle proprietà fisiche che caratterizzano un suolo, si è studiata l'acqua igroscopica, gravitazione e capillare come elemento cruciale per lo sviluppo ed il benessere delle piante. Il contenuto d'acqua nel suolo può essere misurato direttamente attraverso il classico metodo gravimetrico, grazie al quale è stato possibile calibrare una nuova tecnica di *proximal remote sensing* basata sulla misura del segnale gamma prodotto dal decadimento del <sup>40</sup>K comunemente presente nei terreni agricoli. Recenti studi hanno dimostrato che il contenuto d'acqua nei primi 25 cm di suolo è inversamente proporzionale al segnale misurato nella finestra energetica tra 1370 e 1570 keV e può essere misurato con un'accuratezza dell'ordine del 10% e frequenza oraria. Questi dati raccolti nel sito sperimentale sono stati il punto di riferimento per gli studi originali di questo lavoro di Tesi.

Una tecnica di telerilevamento per misurare il contenuto d'acqua di un suolo non vegetato consiste nel misurare la riflessione sul terreno delle onde radio (banda C ,  $\lambda$  = 5.5 cm) emesse e raccolte da un sensore RADAR (RAdio Detection And Ranging) montato a bordo di un satellite. La grandezza che viene correlata all'umidità del suolo nei primi 5 cm è il coefficiente di backscattering che è proporzionale al rapporto tra la radianza e la densità di potenza del segnale radar. Il processamento di questi segnali deve tener conto delle caratteristiche della radiazione incidente (ad esempio lunghezza d'onda, polarizzazione, etc.), delle proprietà del terreno (ad esempio costante dielettrica, suscettività magnetica, rugosità etc.) e del satellite (ad esempio angolo di vista, velocità, orbita, etc.). In questo lavoro di Tesi si sono utilizzate immagini GRD (Ground Range Detected) ad

alta risoluzione già pre-processate (ovvero dati corretti attraverso calibrazioni interne, stima del centroide Doppler e tecniche di focalizzazione), scaricabili dal sito Copernicus Open Access Hub.

Oltre alla revisione critica della letteratura scientifica inerente agli argomenti citati, i contributi più significativi che la sottoscritta ha dato a questo lavoro di tesi sono qui di seguito elencati.

- Le immagini satellitari pre-processate dal PDGS con una risoluzione spaziale di circa 20 m x 20 m sono state elaborate utilizzando il programma SNAP (SeNtinel Application Platform). In particolare, attraverso il Graph Builder integrato nel programma SNAP si è costruita la seguente sequenza di operazioni di processamento: ritaglio di un subset, Thermal Noise Removal, Radiometric Calibration e Range-Doppler Terrain Correction.
- Partendo da un dataset di misure di spettroscopiche e agrometeorologiche, si è costruito un set di dati riferiti ai seguenti periodi: 04/04/17 22/05/17, 15/09/17 02/11/17, 05/03/20 24/03/20. Si è scelto di impostare un database contenente le seguenti informazioni con cadenza oraria: contenuto idrico del suolo, quantità di pioggia ed irrigazione.
- Per i suddetti periodi sono state processate rispettivamente 25, 25 e 9 immagini di Sentinel per ciascuna delle quali sono state considerate le polarizzazioni VV (Vertical – Vertical) e VH (Vertical – Horizontal) di cui è stata studiata la correlazione lineare.
- È stata studiata la variabilità della media dei valori di backscattering associati ad una singola immagine all'aumentare del numero di pixel (ciascuno di dimensione 10 x 10 m) attorno allo spettrometro gamma, con lo scopo di individuare un possibile trend costante di valori indipendente dalla superficie considerata.
- È stata dedicata particolare attenzione allo studio delle dispersioni delle distribuzioni di backscattering in funzione delle superfici inquadrate per le singole acquisizioni. Osservando distribuzioni asimmetriche con significativi outlier è stato deciso di applicare il metodo dei boxplot per la selezione dei valori di backscattering dei singoli pixel.
- Le misure di spettroscopia gamma e i valori di backscattering sono stati temporalmente correlati con le piogge misurate dalla stazione agrometeorologica. Inoltre, è stata studiata la correlazione lineare tra il contenuto d'acqua del suolo e il backscattering per diverse polarizzazioni considerando le incertezze associate alle due classi di misura.

I principali risultati ottenuti dalle analisi menzionate possono essere sintetizzati nelle conclusioni del presente lavoro di Tesi.

• Gli studi riportati in letteratura mostrano come la polarizzazione VV sia meglio correlata al contenuto d'acqua del suolo rispetto a VH. Ciò viene spiegato dal fatto che la

polarizzazione VH risente maggiormente della presenza di vegetazione al suolo. Poiché nel presente studio si sono considerati periodi temporali caratterizzati da suolo nudo, si osserva che i valori di backscattering di VH e VV sono ben correlati linearmente ( $R^2 =$ 0.87, m = 8.5, q = 0.02). Si è ritenuto pertanto utile studiare entrambe le polarizzazioni per la caratterizzazione del contenuto d'acqua nel suolo.

- Le medie dei valori di backscattering ottenute all'aumentare del numero di pixel attorno allo spettrometro gamma mostrano trend relativamente stabili per superfici maggiori di 22500 m<sup>2</sup> (corrispondenti a 15 x 15 pixel). Nonostante l'estensione delle superfici associate alle due metodologie siano significativamente diverse (0.2 ettari per il metodo basato sulla spettroscopia gamma e 2.3 ettari per quello basato sul telerilevamento), si è preferito considerare porzioni di immagini satellitari tali da minimizzare le incertezze associate al valor medio del backscattering. Va inoltre sottolineato che nella zona considerata si osserva un'elevata omogeneità dei terreni agricoli e delle loro lavorazioni: si ritiene pertanto che l'allargamento dell'area investigata non produca significativi effetti sul valor medio del contenuto d'acqua del suolo.
- Applicando il metodo dei boxplot per la rimozione degli outliers dalle distribuzioni dei 225 valori di backscattering che compongono una singola immagine satellitare, si osservano ottime distribuzioni centrali per tutte le 59 acquisizioni analizzate. Per questa ragione è stato scelto di utilizzare il valor medio dei backscattering che compongono una singola immagine, a cui è stata associata un'incertezza pari alla deviazione standard della distribuzione. A fronte di una rimozione di outlier che non supera mai il 15% dei dati, si osserva una dispersione media di backscattering per ogni singola acquisizione dell'ordine del 50%. Questa elevata variabilità va indubbiamente tenuta in considerazione per i successivi studi del contenuto d'acqua del suolo.
- Così come mostrato in Figura 5.1, i trend temporali del contenuto d'acqua misurato con la spettroscopia gamma e valori di backscattering sono chiaramente influenzati dalla quantità di pioggia. Così come riportato in letteratura, le misure acquisite dal rivelatore gamma risultano particolarmente accurate ed estremamente sensibili alle precipitazioni. Si osserva che il minor rate dei dati satellitari penalizza lo studio dei trend temporali di backscattering che comunque risultano seguire l'andamento delle piogge.



Figura 5.1 - Andamento dei valori medi del coefficiente di backscattering  $\sigma_0$  (arancione) per le acquisizioni in polarizzazione VV, andamento del contenuto d'acqua del suolo SWC e quantità di pioggia misurata in un'ora nel periodo Primavera\_2017. I valori del backscattering medio sono riportati privi di errori per semplicità di visualizzazione.

 Se si considerano i due periodi del 2017 (caratterizzati da un maggior numero di dati) e le incertezze associate alle rispettive misure, i valori di contenuto d'acqua del suolo e di backscattering medi risultano discretamente correlati indipendentemente dalla polarizzazione dell'onda (Tabella 5.1).

Periodo	Polarizzazione	Numero dati	R <sup>2</sup>	m ± dm	q ± dq
Primavera_2017	VH	25	0.78	9.46 ± 3.12	0.11 ± 0.02
Autunno_2017	VH	25	0.69	8.80 ± 3.43	0.06 ± 0.03
Primavera_2017	VV	25	0.66	1.13 ± 0.47	0.10 ± 0.03
Autunno_2017	VV	25	0.60	1.23 ± 0.58	0.01 ± 0.05

Tabella 5.1 – Parametri  $m \in q$  e le rispettive incertezze ( $dm \in dq$ ) ricavati dalla regressione lineare che dipende dalle incertezze sui dati e correla i dati di backscattering ( $\sigma_0$ ) e di contenuto d'acqua SWC, per i periodi Primavera\_2017 e Autunno\_2017 e per le polarizzazioni VH e VV. Si riportano, inoltre, il numero dei dati in ogni serie e il coefficiente di correlazione tra i dati  $R^2$ .

Considerando tutte le acquisizioni di entrambi i periodi per ogni polarizzazione, si ottengono le rette di correlazione seguenti:

$$SWC (VV) = (0.40 \pm 0.08)\sigma_0(VV) + (0.13 \pm 0.01)$$
<sup>(75)</sup>

$$SWC (VH) = (3.73 \pm 0.67)\sigma_0(VH) + (0.13 \pm 0.01)$$
(76)

Le incertezze associate soprattutto ai coefficienti angolari risentono fortemente delle dispersioni dei valori di backscattering associate ad ogni singola acquisizione. Questa evidenza è un punto critico che limita l'utilizzo operativo delle tecniche di telerilevamento per prescrizioni irrigue nell'ambito dell'agricoltura di precisione.

I parametri di correlazione lineare tra contenuto d'acqua del suolo e valori medi di backscattering sembrano dipendere dal periodo considerato. Ciò potrebbe essere dovuto ad un insieme di fattori che influenzano le misure satellitari. Infatti, la rugosità del terreno, che dipende dalle sue fasi di lavorazione, e la presenza di zone vegetate all'interno dell'area di studio contribuiscono a diminuire l'accuratezza con cui il contenuto d'acqua può essere stimato attraverso il solo backscattering. Recenti studi hanno dimostrato che integrando dati satellitari multispettrali in bande radar, NIR, IR e RGB è possibile stimare il contenuto d'acqua dei suoli minimizzando i disturbi introdotti dalla vegetazione e dalla rugosità dei terreni. In questo contesto la spettroscopia gamma per misurare l'umidità dei suoli su ampie superfici si candida per essere un metodo di validazione affidabile ed accurato.

## 6 Bibliografia

ALBERI, M., *Gamma radiation: a probe for exploring terrestrial environment*, Tesi di Dottorato di Ricerca in Fisica, Università degli Studi di Ferrara, 2017.

BALDONCINI, M. et al., *Investigating the potentialities of Monte Carlo simulation for assessing soil water content via proximal gamma-ray spectroscopy,* in Journal of Environmental Radioactivity 192, 2018.

CORSINI, G., Dispense del corso di Metodi e Tecnologie per il Telerilevamento, Dipartimento di Ingegneria dell'Informazione, Università di Pisa, 2003.

GAO, Q. et al., Synergetic Use of Sentinel-1 and Sentinel-2 Data for Soil Moisture Mapping at 100 m Resolution, in Sensors (MDPI) vol. 17, 2017.

GARCIA CASTAÑO, M., *The use of a professional weather station for tuning the evapotranspiration models*, Tesi di Master in Geofisica Applicata MGFA, 2016.

GILMORE, G., *Practical Gamma-ray Spectrometry – 2nd Edition*, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 2008.

MATTIA, F. et al., Final SSM Algorithm Theoretical Basis Document, V 1.0, 2019.

MORAN, M. S. et al., *Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models*, in *Canadian Journal of Remote Sensing*, Vol. 30, 2004.

PALOSCIA, et al., Soil moisture mapping using Sentinel-1 images: Algorithm and preliminary validation, in *Remote sensing of the Envinroment* vol. 134, 2013.

R. LEO, W., *Techniques for Nuclear and Particle Physics Experiments, A How-to Approach*, , Springer-Verlag, Berlin, 1994.

SALVINI, R. Dispense del Corso di Telerilevamento, Centro di Geotecnologie, Università di Siena, 2009.

SHOSHANY, M., et al., *The relationship between ERS-2 SAR backscatter and soil moisture: generalization from a humid to semi-arid transect*, International Journal of Remote Sensing, vol. 21, 2000.

STRATI, V. et al., Modelling Soil Water Content in a Tomato Field: Proximal Gamma Ray Spectroscopy and Soil–Crop System Models, in Agriculture, Volume 8, Issue 4, 2018.

URBAN, M. et al., Surface Moisture and Vegetation Cover Analysis for Drought Monitoring in the Southern Kruger National Park Using Sentinel-1, Sentinel-2, and Landsat-8, in Remote Sensing (MDPI) vol. 10, 2018.

WAGNER, W., *Microwave Remote Sensing of Soil Moisture*, Institute of Photogrammetry and Remote Sensing (I.P.F.), Vienna, University of Technology (TU Wien).

WANG, L. e QU, J. J., Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: A review, in Frontiers of Earth Science in China, 2009.

XHIXHA, G. et al., A century of oil and gas exploration in Albania: Assessment of Naturally Occurring Radioactive Materials (NORMs), in Chemosphere vol. 139, 2015.