

Alma Mater Studiorum - UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

Facoltà di Ingegneria

CORSO DI LAUREA IN INGEGNERIA CIVILE

DICAM

Dipartimento di Ingegneria Civile, Ambientale e dei Materiali

**Analisi di immagini termiche aeree e
satellitari per indagini multiscala
in ambito urbano**

Tesi di Laurea Specialistica in

TELERILEVAMENTO LS

Presentata da:
Patrick Falcini

Relatore:
Prof. Gabriele Bitelli

Correlatori:
Ing. Paolo Conte
Ing. Emanuele Mandanici

Sessione III
Anno Accademico 2009/2010

*«Labor omnia vicit improbus,
et duris urgens in rebus egestas»*
(Ogni difficoltà è vinta dal pesante lavoro,
e dal bisogno che preme nelle dure vicende)

Publio Virgilio Marone,
Georgiche, Libro I, pp. 145-146

INDICE:

Introduzione	v
1 – Principi di Telerilevamento Termico	da pag. 1
1.1 Generalità	1
1.1.1 Il trasferimento di calore	2
1.1.2 Lo spettro elettromagnetico nel telerilevamento termico	4
1.1.3 Finestre atmosferiche nella regione dell'IR termico	7
1.1.4 Il ciclo di temperatura diurno	9
1.2 Leggi della radiazione nell'infrarosso termico	12
1.2.1 Il concetto di corpo nero e corpo grigio	12
1.2.2 La legge di Planck	17
1.2.3 La legge di Stefan – Boltzmann	19
1.2.4 La legge di Wien	21
1.2.5 La legge di Kirchhoff	21
1.3 Parametri che intervengono sui meccanismi di emissione	24
1.3.1 Il concetto di temperatura radiometrica	25
1.3.2 L'immagine termica ed il concetto di emissività	30
1.3.3 Rapporto tra temperatura ed emissività	33

1.4	Principali piattaforme e sensori in uso nel Telerilevamento Termico	36
1.4.1	Concetti di risoluzione nelle immagini termiche	36
1.4.2	Caratteristiche orbitali delle piattaforme satellitari	40
1.4.3	Sistemi di acquisizione nel Telerilevamento Termico	42
1.4.4	Alta risoluzione nel Termico	46

2 – Stato termico delle superfici da pag. **55**

2.1	Land Surface Temperature – LST	55
2.1.1	Temperatura radiometrica	56
2.1.2	Radiative Transfer Equation (RTE)	58
2.1.3	Indeterminatezza della soluzione	63
2.2	Metodi per la determinazione della temperatura superficiale	65
2.2.1	Calibrazione radiometrica dei dati	68
2.2.2	Metodi basati su osservazione singola	73
2.2.3	Metodi basati su osservazioni spettrali multiple: split-window	76
2.2.4	Metodi basati su osservazioni angolari multiple	79
2.2.5	Metodi della separazione temperatura-emissività: TES	80
2.3	Stima dell'emissività superficiale	82
2.4	Parametri esterni che influenzano la determinazione della LST	84
2.4.1	Considerazioni sull'inquinamento atmosferico	84
2.4.2	Considerazioni sulla pendenza topografica e sull'esposizione	86
2.4.3	Inerzia termica	88
2.4.4	Effetto di elevazione e problema dell'inversione termica	91
2.4.4	Considerazioni sugli effetti direzionali in aree urbane	93

3 – Telerilevamento termico dell'ambiente urbano da pag. **95**

3.1	Isola di calore urbano	96
3.1.1	Definizione del fenomeno UHI	96
3.1.2	Cause e fattori che interessano l'isola di calore urbano	101

3.1.3	Considerazioni sull'isola di calore urbano	107
3.2	Il rilevamento dell'Urban Heat Island	108
3.2.1	Misura del BLUHI (Boundary Layer Urban Heat Island)	110
3.2.2	Misura del CLUHI (Canopy Layer Urban Heat Island)	112
3.2.3	Misura del SUHI (Surface Urban Heat Island)	118
3.3	Cenni sulla modellazione di fenomeni termici e UHI	125
3.4	Un esempio di rilievo termico urbano multiscala: il progetto europeo Energy City	127

4 - Un approccio multiscala per l'individuazione di UHI sulla città

di Bologna da pag. 135

4.1	Studi condotti sull'isola di calore urbano per la città di Bologna.....	135
4.1.1	Esempio di valutazione dell'isola di calore urbana nella città di Bologna mediante misure terrestri (Ventura et al., 2009)	135
4.1.2	Esempio di valutazione dell'isola di calore urbana nella città di Bologna mediante utilizzo del dato satellitare termico (Bitelli - Conte, 2010)	139
4.2	Il software ENVI® - Environment for Visualizing Images.....	143
4.2.1	Generalità	143
4.2.2	Gli strumenti di analisi termica	145
4.2.3	Calcolo dell'emissività e immagine di temperatura	150
4.3	Caso di studio: Calcolo della Land Surface Temperature utilizzando valori di emissività derivati da classificazione delle superfici al suolo e valutazione dell'UHI in Bologna	154
4.3.1	I Dati	154
4.3.2	Ricampionamento e classificazione	154
4.3.3	Generazione delle maschere	161
4.3.4	Applicazione delle maschere	163
4.3.5	Estrazione delle immagini di temperatura	163
4.3.6	Costruzione dell'immagine di temperatura	166
4.3.7	Confronto tra le immagini di temperatura	167
4.4	Caso di studio: Calcolo della Land Surface Temperature utilizzando valori di emissività derivati da classificazione delle superfici al suolo e valutazione dell'UHI in Bologna	173
4.4.1	Materiali e metodi	174

4.4.2	I primi risultati	182
4.4.3	Prospettive di studio.....	188
Conclusioni		ix
Bibliografia		xi
Appendice A		xv
Appendice B		xxxi

Introduzione

Lo stato termico dell'ambiente urbano è oggi motivo di grande interesse per ricercatori, organi istituzionali e cittadini.

La conoscenza degli scambi energetici della superficie urbana è di primaria importanza per lo studio della climatologia urbana. Essa modula la temperatura dell'aria dei più bassi strati dell'atmosfera urbana influenzandone le dinamiche ed è al centro del bilancio energetico di superficie. Contribuisce a determinare il clima interno degli edifici e influenza gli scambi energetici che interessano il comfort degli abitanti delle città, producendo un impatto diretto sulle condizioni di vita di gran parte della popolazione mondiale, essendo oltre la metà di essa insediata in città o nel territorio metropolitano (alla fine degli anni 2000, il 45% della popolazione mondiale viveva in aree urbane, di cui la maggior parte, circa il 75%, in paesi sviluppati - Population Reference Bureau, 2001).

Uno dei maggiori campi di studio del comportamento termico urbano interessa oggi il problema energetico, e la riduzione dei consumi e delle emissioni di CO₂ è un obiettivo primario da perseguire per uno sviluppo sostenibile. In questa direzione un elemento importante di conoscenza si riferisce all'entità delle immissioni da attività antropiche ed al consumo per il riscaldamento invernale o il raffrescamento estivo alle scale di singola abitazione, quartiere o distretto.

D'altra parte, il settore della costruzione, sia essa residenziale, industriale o commerciale, ha un enorme potenziale in termini di risparmio energetico, che spesso non viene sfruttato e necessita quindi di una migliore gestione. Un approccio al risparmio energetico ed alla promozione delle energie rinnovabili nella progettazione urbana è oggi supportato da criteri legislativi e progetti di ricerca comunitari; l'attività svolta nell'ambito della tesi si inserisce per l'appunto

all'interno di un progetto europeo Central Europe, denominato EnergyCity, a cui partecipa il Dipartimento DICAM dell'Università di Bologna.

Su scala differente, e con caratteristiche differenti, un altro degli argomenti che coinvolge da anni e con notevole interesse la ricerca scientifica, è il fenomeno termico urbano che prende il nome di *isola di calore*; questa si sviluppa non solo in conseguenza al calore sensibile rilasciato da attività antropiche, ma anche a causa della sempre maggiore conversione del territorio rurale in urbanizzato (*inurbamento*), con conseguente riduzione del fenomeno dell'evapotraspirazione. L'insufficiente rappresentatività del dato territoriale per lo studio di questi fenomeni termici ha spinto la comunità scientifica ad abbracciare le tecniche di telerilevamento anche nello studio dei fenomeni climatici urbani; non a caso le applicazioni meteorologiche sono state le prime ad attirare l'attenzione della comunità scientifica nei confronti del telerilevamento.

Nelle valutazioni climatiche locali, infatti, i dati in situ di stazioni meteorologiche permanenti offrono potenzialmente i valori dei parametri atmosferici di superficie con buona risoluzione temporale, ma sono limitati a rappresentare esclusivamente un'informazione puntuale, facendo così mancare il dettaglio territoriale necessario per studiare i fenomeni con precisione, e prevedere i processi termici in ambiente cittadino. Allo stesso tempo, altre soluzioni di misura, come le osservazioni con i termometri installati su mezzi mobili, capaci di registrare dati di temperatura dell'aria istantanei in luoghi diversi, non riescono a fornire una visione sincrona del fenomeno di un'intera area urbana.

Informazioni termiche di sintesi possono essere acquisite sfruttando le tecniche di Remote Sensing, attraverso sensori che operano nella banda dell'infrarosso termico (*TIR*), installati sia su piattaforma aerotrasportata che su piattaforma satellitare. Le immagini termiche telerilevate sono quindi ampiamente utilizzate per lo studio dei paesaggi urbani, in quanto forniscono una griglia sinottica e sincrona di dati di temperatura, consentendo grazie all'alta risoluzione geometrica (fino a 50 cm per camere termiche su piattaforma aerea), l'analisi multiscala di problematiche urbane che si estendono oltre il clima locale e l'isola di calore,

rivolgendosi, per esempio, all'analisi termica dei materiali usati nell'edilizia urbana, all'uso ed alla valutazione delle perdite di energia, ai bilanci radiativi delle superfici e all'urbanistica vista come disciplina di pianificazione e gestione del territorio in ottica di risparmio energetico.

Lo sviluppo e l'implementazione di nuovi sensori per il telerilevamento termico aprono nuove prospettive di studio dei fenomeni termici urbani, nell'ottica di una gestione sostenibile delle città e delle aree metropolitane, con ricadute importanti in termini sociali e di sviluppo economico.

Il capitolo introduttivo di questa dissertazione è dedicato alla discussione dei principi su cui si basa il Thermal Remote Sensing. Si passa dalla trattazione matematica del problema del trasferimento di calore, elencando le principali leggi fisiche che lo governano nello spettro elettromagnetico dell'infrarosso termico, alla definizione dei concetti di temperatura cinetica e radiometrica e loro legame, di immagine termica, di emissività e dell'importanza della risoluzione geometrica. Un paragrafo è dedicato al legame funzionale biunivoco tra temperatura ed emissività ed a come le variazioni nella stima dell'una influenzino più o meno negativamente la stima dell'altra, in relazione alla "scala" del problema che si vuole analizzare. La parte conclusiva del capitolo è dedicata alle principali piattaforme satellitari per l'alta definizione nel termico, *ASTER* e *Landsat*, introdotte dalle definizioni di risoluzione che interessano il Thermal Remote Sensing.

Il capitolo secondo è dedicato alla descrizione delle condizioni termiche delle superfici, ed a come è possibile estrarre informazioni su di esse nel Thermal Remote Sensing. Viene data a tale proposito la definizione di *LST – Land Surface Temperature*, in quanto principale parametro termico estraibile da una termografia e viene mostrata la dipendenza diretta dal bilancio radiativo e dagli effetti atmosferici. Sono presentati gli algoritmi di estrazione della temperatura superficiale del terreno, a singola e multipla osservazione (*mono-window*, *split-window*) ed il noto algoritmo di separazione temperatura - emissività (*TES*)

implementato per il sensore *ASTER*. In chiusura di capitolo si trattano tutte le possibili fonti di errore ed incertezza nella determinazione di *LST*.

Con il capitolo terzo si entra nel merito dello studio dei fenomeni termici urbani e dell'isola di calore. Viene data una definizione del fenomeno dell'*Urban Heat Island*, esplicitando tutti i livelli atmosferici interessati e fornendo un quadro di operabilità con gli strumenti moderni di rilievo alle differenti scale (analisi multiscala). Un esempio concreto di studio multiscala dei fenomeni termici urbani, dove si integrano le differenti tecniche di valutazione dell'*Urban Heat Island*, è il progetto europeo *EnergyCity*: il progetto coinvolge enti locali e istituti di ricerca, allo scopo di raggiungere il comune fine di ridurre i consumi energetici e le emissioni di CO₂ di alcune città del centro Europa, sviluppare un sistema di decisione spaziale WEB-GIS innovativo e personalizzato, creare una *knowledge base* comune e coordinata.

Il capitolo quarto riporta la sperimentazione condotta sull'isola di calore urbana della città di Bologna tramite immagini *ASTER* con risoluzione spaziale 90 m nel *TIR* e ricampionate a 15 m dal *VIS*. Lo studio dell'isola di calore si è effettuato a partire dal calcolo della *Land Surface Temperature* utilizzando valori di emissività derivati da classificazione delle superfici al suolo. Per la validazione dei dati, oltre ad utilizzare le stazioni di monitoraggio fisse dell'*ARPA*, presenti nell'area metropolitana della città, si è sperimentato l'utilizzo di data - loggers per il rilievo di temperatura, con possibilità di campionamento fino a 2 sec., installati su veicoli mobili e strumentati con ricevitori *GPS*, per la misura dei profili di temperatura atmosferica *near - ground* lungo transetti di attraversamento della città.

CAPITOLO PRIMO

Principi di Telerilevamento Termico

Agli inizi del XIX secolo, nessuno scienziato di spettroscopia pensava che lo spettro del Sole si estendesse oltre la piccola porzione relativa alla parte visibile. Nell'anno 1800, l'astronomo di corte inglese William Herschel osservò per caso che il calore trasmesso attraverso i filtri colorati che egli usava per guardare il Sole dipendeva dal colore stesso del filtro. Egli cercò dunque di individuare quali fossero i colori che, investendo un oggetto, procuravano un aumento di temperatura. Attraverso un esperimento, che comprendeva un prisma, cartone ed alcuni termometri con il bulbo dipinto di nero posti dietro lo spettro generato dal prisma, l'astronomo cercò di misurare le temperature dei diversi colori: egli osservò che l'effetto termico prodotto dalle radiazioni continuava anche in regioni contigue al visibile, verso lunghezze d'onda maggiori del rosso. Herschel usò espressioni quali "raggi invisibili", "spettro termometrico" e "calore scuro" per definire la radiazione responsabile del fenomeno studiato. Oggi, tale radiazione è conosciuta come *infrarossa*.

1.1 Generalità

Il telerilevamento effettuato con sensori che acquisiscono nella regione dello spettro elettromagnetico corrispondente all'infrarosso termico (*TIR*) è detto *Telerilevamento Termico (Thermal Remote Sensing - TRS)* e rappresenta una branca complementare al telerilevamento nel campo del visibile e a quello delle microonde.

I dati ricavati dallo studio delle particolari lunghezze d'onda del *TIR* sono fortemente correlati con gli aspetti termici propri del corpo rilevato.

Nel telerilevamento ottico si misura la radiazione elettromagnetica *riflessa* dalla superficie terrestre nelle lunghezze d'onda del visibile, mentre nel *TRS* viene

misurata la quantità di radiazione elettromagnetica *emessa* dalla superficie terrestre nelle lunghezze che appaiono invisibili all'occhio umano e che appartengono alla regione dell'infrarosso termico dello spettro elettromagnetico.

Le immagini ottenute in questa finestra spettrale consentono di caratterizzare univocamente i materiali e le caratteristiche della superficie investigata, come ad esempio la composizione minerale, l'umidità del terreno, anomalie geotermiche ecc. (Quattrochi et al., 2009)

Tutti i corpi con temperatura al di sopra dello zero assoluto emettono energia a causa del loro *status termico*: la quantità di energia emessa dipende dalla lunghezza d'onda e dalla temperatura del corpo in questione. Una maggior temperatura superficiale significa una maggior vibrazione delle molecole che compongono l'oggetto, il che a sua volta equivale ad una maggiore intensità radiativa a lunghezze d'onda minori.

1.1.1 Il trasferimento di calore

Quando un sistema non è in equilibrio termico, al suo interno ha luogo un flusso di energia termica o calore (Cocchi, 1998). Il trasferimento di calore avviene secondo tre principali modalità: conduzione, convezione ed irraggiamento.

La *conduzione termica* è un trasferimento di energia cinetica per contatto molecolare diretto da una molecola a quella adiacente che possiede una velocità di vibrazione minore, essendo la velocità di vibrazione delle particelle indice della temperatura del corpo. Il principio alla base della conduzione è diverso a seconda della struttura fisica del corpo: se la conduzione termica avviene nei gas è dovuta alla diffusione atomica e molecolare, se invece avviene nei liquidi e nei solidi è a causa di onde elastiche; nei materiali metallici il fenomeno è principalmente dovuto alla diffusione degli elettroni liberi.

La trasmissione del calore per *convezione* si ha quando al meccanismo di scambio proprio della conduzione a livello molecolare si sovrappone un trasporto di energia interna da un punto all'altro del sistema, dovuto al fatto che le particelle

elementari costituenti il mezzo continuo sono dotate di moto relativo l'una rispetto all'altra: questo fenomeno, assai più complesso di quello ove è presente il solo trasporto a livello molecolare, si verifica, in genere, quando vengono posti a contatto tra loro un corpo solido ed uno fluido che si trovano a temperature diverse; più raramente si può verificare anche quando il contatto ha luogo tra due fluidi immiscibili (Cocchi, 1998).

Il fenomeno fisico che sta alla base della definizione e del trasferimento di calore è costituito dal fatto che un sistema o porzione di esso, che si trova a temperatura più alta del mezzo circostante, se lasciato a se stesso, tende nel tempo a raffreddarsi: questa diminuzione di temperatura evidenzia un flusso di energia termica dal sistema al contorno. La conduzione e la convezione sono le modalità con cui il flusso di energia ha luogo in presenza di materia circostante.

L'esperienza però ci mostra che anche un sistema (o corpo) che si trova ad una certa temperatura ed è immerso nel vuoto (per cui non può scambiare energia per contatto con altri sistemi) lasciato a se stesso tende a raffreddarsi, mostrando che può verificarsi flusso di calore anche in assenza di conduzione o convezione. Il meccanismo con cui tale flusso di energia ha luogo nel vuoto prende il nome di *irraggiamento termico* o *radiazione termica* o, semplicemente, *irraggiamento* (Cocchi, 1998).

Quest'ultimo è proprio il meccanismo con cui il calore proveniente dal Sole raggiunge la superficie terrestre.

L'irraggiamento si inquadra nel più vasto fenomeno del trasferimento di energia raggiante, il quale comunemente è studiato con le *teorie ondulatoria e quantistica*. La prima attribuisce la trasmissione dell'energia raggiante ad onde elettromagnetiche che si propagano alla velocità c di circa 300.000 km/s, indipendentemente dalla natura del mezzo, addirittura dalla sua esistenza o meno (per mezzi rarefatti): segue da ciò che ad ogni lunghezza d'onda λ si associa una frequenza ν tale per cui:

$$\lambda \cdot \nu = c$$

La radiazione calorifica risiede principalmente nella porzione dell'infrarosso termico dello spettro elettromagnetico.

Un corpo emette energia raggiante per il solo fatto che si trova ad una certa temperatura maggiore dello zero assoluto, a spese della propria energia interna: quando l'onda elettromagnetica colpisce un altro corpo questa verrà in parte riflessa ed in parte assorbita, per cui sarà solo in parte riconvertita in energia interna. Questo fenomeno non può più essere descritto dalla sola teoria ondulatoria perché tale teoria evidenzia solo gli effetti macroscopici del trasferimento di energia raggiante.

Entra quindi in gioco la teoria quantistica: secondo Planck l'emissione dell'energia raggiante è dovuta ad oscillatori che, in generale, vibrano secondo tutte le frequenze ν (da zero ad infinito), a ciascuno dei quali è concesso però di emettere energia solo proporzionalmente a quantità finite, dette *fotoni* o *quanti di energia*, la cui intensità è legata alla lunghezza d'onda λ ; in particolare, maggiore è λ , minore è l'energia coinvolta:

$$q = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad [J]$$

essendo: h = costante di Planck = $6,6256 \cdot 10^{-34}$ [J · sec]

Né la teoria ondulatoria, né quella quantistica sono in grado da sole di spiegare completamente l'andamento del fenomeno; d'altro canto, siccome nessuna delle due esclude l'altra, è conveniente utilizzarle entrambe: nella teoria quanto-elettrodinamica dell'irraggiamento, le onde elettromagnetiche continue vengono utilizzate per spiegare gli aspetti macroscopici del fenomeno, mentre i quanti di energia ne chiariscono gli aspetti microscopici (Cocchi, 1998).

1.1.2 Lo spettro elettromagnetico nel telerilevamento termico

Lo spettro elettromagnetico è una distribuzione monodimensionale continua dell'energia elettromagnetica ordinata normalmente per lunghezze d'onda λ crescenti, ed anche se la realtà fisica dello spettro elettromagnetico nella distribuzione dei vari tipi di energia è a tutti gli effetti un continuum, è comodo

per motivi pratici ed anche teorici suddividerlo in diversi intervalli o bande (Brivio, Lechi, Zilioli, 2006).

La radiazione infrarossa (IR) è la radiazione elettromagnetica con lunghezza d'onda maggiore rispetto a quella del visibile e minore rispetto a quella di microonde ed onde radio. Ogni oggetto con temperatura superiore allo zero assoluto (in pratica qualsiasi oggetto reale) emette spontaneamente radiazione in questa banda; se aumenta la temperatura, la lunghezza d'onda diminuisce e si sposta sempre più verso il visibile finché l'oggetto non diviene incandescente, con lunghezze d'onda nel rosso visibile.

La regione del visibile, compresa tra $0,38$ e $0,75 \mu\text{m}$, è seguita da quella dell'infrarosso, a sua volta suddivisa in porzioni più piccole.

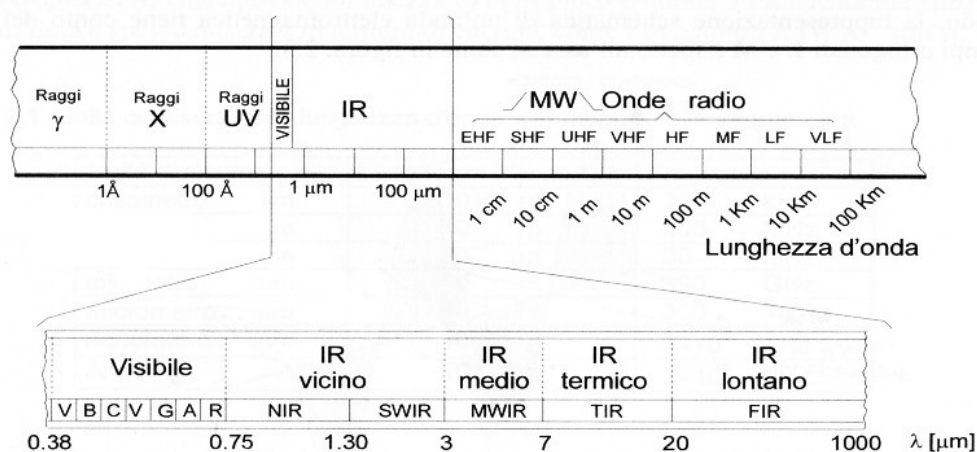


Figura 1: Spettro elettromagnetico, in dettaglio il range del visibile e dell'infrarosso.

Nella banda dell'infrarosso (Brivio et al., 2006) si trovano quattro sottobande principali: infrarosso vicino (*NIR – Near Infrared*) e a onde corte (*SWIR – Short-wave Infrared*), impiegate nel telerilevamento per fenomeni esclusivamente di tipo riflesso a causa della presenza di una forte componente di riflessione assieme alla parte di radiazione emessa; a onde medie (*MWIR – Mid-wave Infrared*) per fenomeni sia di tipo riflesso che emesso; lunghe o IR termico (*TIR – Thermal Infrared*) per fenomeni essenzialmente emissivi, essendo le radiazioni emesse dalla superficie terrestre predominanti rispetto alla componente di radiazione solare riflessa. Poco impiegata è la sottobanda nell'IR lontano (*FIR – Far Infrared*) oltre i $20 \mu\text{m}$ di lunghezza d'onda.

Comunemente, lo studio delle caratteristiche termiche del suolo, delle acque e delle nuvole si basa su dati raccolti nella regione dello spettro elettromagnetico compresa tra i $3 \mu m$ ed i $35 \mu m$ riferendosi a questa come la regione dell'infrarosso termico (Quattrochi et al., 2009).

Sono illustrate nel seguito alcune nomenclature delle bande dell'IR proposte da diversi autori e di più frequente utilizzo dalla comunità mondiale di Remote Sensing:

Autori	Banda	Intervallo λ [μm]
Brivio, Lechi, Zilioli, 2006	IR vicino - NIR	0,75 – 1,3
	IR onde corte - SWIR	1,5 – 2,5
	IR onde medie - MWIR	3,5 – 5,2
	IR termico - TIR	7,0 - 20
	IR lontano - FIR	20 - 1000
Quattrochi et al., 2009 (1)	IR vicino - NIR	0,7 – 1,1
	IR medio - MIR	5,0 – (25÷40)
	IR lontano - FIR	(25÷40) – (200÷350)
Quattrochi et al., 2009 (2)	IR vicino - NIR	0,7 - 1,1
	IR onde corte - SWIR	1,1 – 3,0
	IR termico - TIR	3(o 8) – 14
	IR lontano - FIR	14(o 35) - 103

Tabella 1: Principali bande nell'IR utilizzate nel Telerilevamento Termico, come denominate da differenti autori.

1.1.3 Finestre atmosferiche nella regione dell'IR termico

L'atmosfera ha precise caratteristiche di trasparenza e funziona da filtro selettivo sulle frequenze dello spettro; è necessario quindi che le bande spettrali siano localizzate nelle cosiddette *finestre atmosferiche*, che sono regioni spettrali in cui vi è una particolare trasparenza dell'atmosfera (Brivio, Lechi, Zilioli, 2006).

Dal punto di vista fisico i principali costituenti dell'atmosfera sono gli *aerosol*, intesi come particelle solide e liquide sospese nell'aria, e le molecole allo stato gassoso quali ozono (O_3), biossido d'azoto (NO_2), anidride solforosa (SO_2), vapore acqueo (H_2O). In particolare, negli *aerosol*, si includono nebbia e foschia, oltre che i fumi, lo smog, e la polvere che sono esclusivamente particelle solide.

Queste particelle contribuiscono ad assorbire e diffondere differientemente la radiazione solare diretta e riflessa dalla superficie del suolo, con il risultato di ridurre complessivamente la trasparenza atmosferica e quindi il contrasto tra gli oggetti osservati. Alcuni gas come l'ossigeno (O_2), l'anidride carbonica (CO_2), l'ossido di carbonio (CO), il metano (CH_4) e l'ossido di azoto (N_2O) mostrano evidenti assorbimenti nelle bande dell'infrarosso.

All'interno della regione dell'infrarosso termico (*TIR*), $3 - 35 \mu m$, riconosciamo tre distinte finestre atmosferiche:

Prima Finestra	Seconda Finestra	Terza finestra
3,0 – 5,0 μm	8,0 – 14 μm	17 – 25 μm

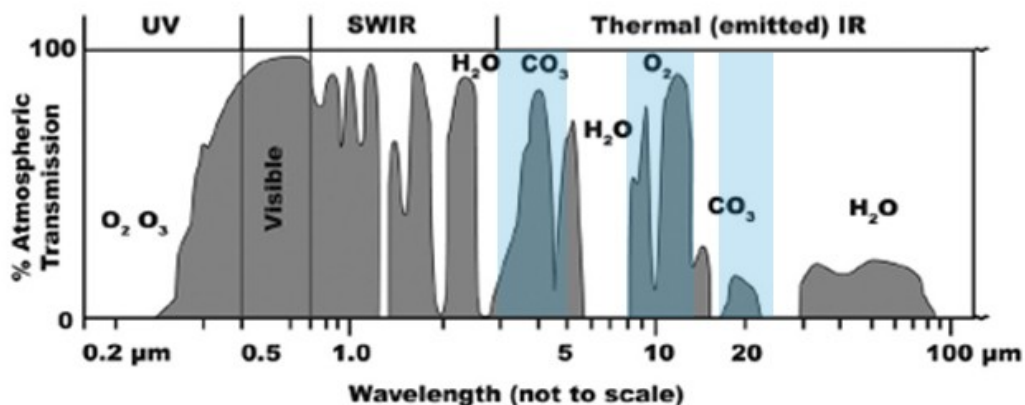


Figura 2: Finestre atmosferiche nell'infrarosso termico

La terza finestra, nell'intervallo spettrale $17 - 25 \mu m$, non è ancora ben investigata, pertanto non è molto utilizzata nelle ricerche scientifiche.

Un rilievo effettuato nella regione spettrale che interessa la prima finestra necessita di una particolare cura: in questa banda che va dai $3,5 - 5,2 \mu m$, all'interno dell'infrarosso medio, l'energia raggiante emessa dalle superfici terrestri è infatti generalmente confrontabile con quella riflessa dalle medesime proveniente dal Sole, come mostrato nel seguente diagramma.

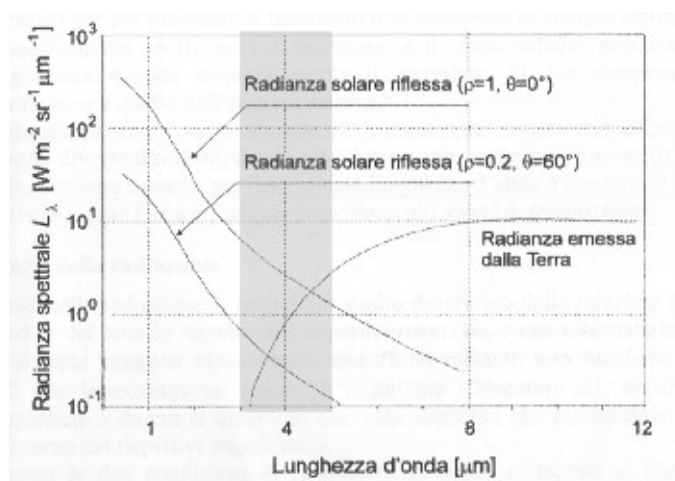


Figura 3: Intervallo spettrale dell'infrarosso medio. Confronto tra radianza emessa e riflessa dalla superficie terrestre; nel grafico sono mostrati due esempi in condizioni estreme di riflettività ed inclinazione delle superfici (Lechi, 2007).

Riprese diurne effettuate nella banda spettrale $3,5 - 5,2 \mu m$ conterranno informazioni sia di tipo emesso che riflesso, e risulterà più complesso separare i due contributi, mentre in riprese effettuata di notte, sempre nello stesso intervallo, mancando l'irradianza del Sole, sarà registrata soltanto la radianza emessa dalle superfici indagate in funzione della loro temperatura assoluta (Lechi, 2007).

In definitiva, la finestra di maggior uso per il telerilevamento termico è quella compresa tra $8 - 14 \mu m$. Il picco di radiazione emessa dalla superficie terrestre si trova in questo range di lunghezze d'onda, rendendo questa finestra una scelta eccellente per studiare le caratteristiche termiche della superficie terrestre e dell'atmosfera.

Unico inconveniente di questa regione spettrale è l'interruzione a $9,6 \mu m$, dove è massimo l'assorbimento dovuto all'ozono (O_3) presente nell'atmosfera: a questa lunghezza d'onda l'ozono funge da separatore tra le finestra $IR 8 - 9 \mu m$ e $10 - 14$

μm . Per questo motivo, spesso i sensori vengono progettati per evitare di registrare questa particolare lunghezza d'onda.

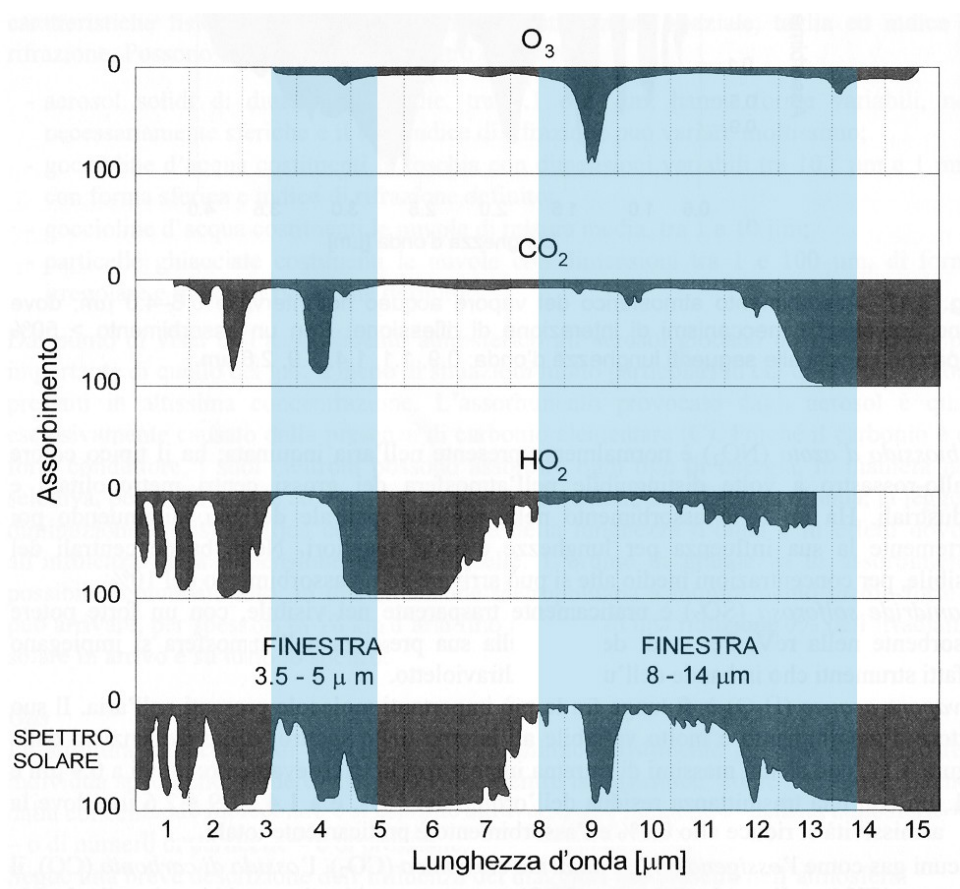


Figura 4: Assorbimento atmosferico dei principali gas nella regione del visibile infrarosso. La somma degli effetti è mostrata nell'ultimo diagramma di spettro solare, dove è evidente l'assorbimento dell'ozono tra i 9 ed i 10 μm .

1.1.4 Il ciclo di temperatura diurno

E' noto che la radiazione solare entrante nell'atmosfera riscalda la superficie terrestre. La temperatura radiante delle superfici dipende da diversi fattori come la conduttività termica, l'emissività, l'angolo di incidenza della radiazione solare, la riflettanza della superficie ed il calore speso per l'evaporazione dell'acqua superficiale e quello scambiato per convezione con l'aria, ecc. A causa di questa combinazione di fattori, materiali diversi sulla superficie terrestre si riscaldano e si raffreddano in maniera differente durante le ore del giorno e della notte. Questa variazione di temperatura radiante dei materiali della superficie terrestre ha una

caratteristica di ciclicità quotidiana conosciuta come *ciclo di temperatura diurno* o *variazione di temperatura diurna* (Quattrochi et al., 2009).

Col sorgere del Sole, la radiazione incidente viene in parte assorbita ed in parte riflessa. La componente assorbita riscalda i materiali che compongono la superficie terrestre, i quali col passare delle ore continuano ad emettere radiazioni con lunghezze d'onda maggiori, fin dopo il tramonto. Ne consegue che l'aumento della temperatura radiante a causa dell'assorbimento della radiazione solare non è istantaneo, ma richiede qualche ora prima di essere al massimo dell'efficacia per effetto delle inerzie dei materiali. Come risultato, nonostante il picco della radiazione solare avvenga durante il mezzogiorno locale, il massimo riscaldamento dei materiali superficiali lo si ottiene poche ore più avanti (tipicamente tra le 14:00 e le 16:00).

Mentre il Sole tramonta, la radiazione solare incidente e la componente riflessa hanno una drastica diminuzione. I materiali continuano ad emettere radiazioni con lunghezze d'onda nel TIR, e tali radiazioni emesse rimangono dominanti fino all'alba del giorno dopo, quando la componente solare riflessa torna ad essere preminente. Il particolare momento che segue il tramonto fino all'alba successiva è dunque riservato al solo rilevamento termico, in quanto gli strumenti ottici adoperati, in genere, non sono utili nelle ore notturne in condizione di buio.

In ogni caso, il telerilevamento termico può essere effettuato sia di giorno che di notte, in funzione dell'oggetto di studio.

Se osserviamo secondo un'ottica differente il comportamento dei materiali della superficie terrestre, cioè attraverso la variazione di temperatura radiometrica, è possibile scorgere delle differenze durante il ciclo diurno.

Consideriamo ad esempio il comportamento dei suoli nudi (asciutti) e dell'acqua: i primi mostrano una maggior fluttuazione della temperatura radiante rispetto all'acqua, in quanto si riscaldano molto di più durante il giorno e si raffreddano maggiormente durante la notte. Come mostrato in figura 4, solo in due occasioni, durante le 24 ore giornaliere, la temperatura radiante dei suoli nudi è comparabile con quella dell'acqua: questi periodi vengono chiamati *crossover times*.

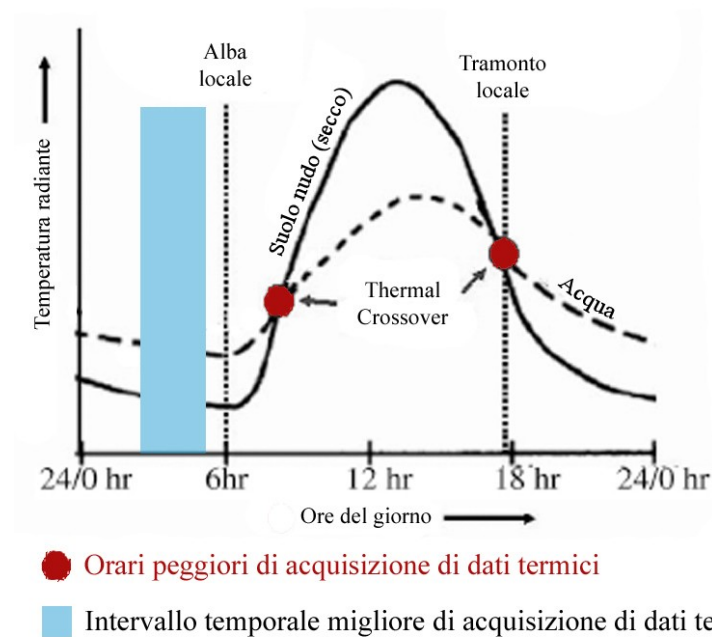


Figura 5: Esempio di ciclo di temperatura diurno. A confronto il differente comportamento dei suoli nudi e dell'acqua: si noti come nell'intorno dei periodi di *crossover* la temperatura radiante assume valori analoghi per entrambi i materiali.

Numerosi studi rivelano che la temperatura radiante della maggior parte dei materiali sulla superficie terrestre è confrontabile nei periodi di *crossover* (Quattrochi et al., 2009).

Dall'immagine telerilevata in periodi di *crossover* risulta complesso poter discriminare le differenti coperture del suolo, ed effettuare perciò efficaci classificazioni.

Tornando al nostro esempio, volendo ottenere il maggior contrasto termico tra le due coperture considerate, è conveniente effettuare il rilievo tra le ore 14:00 e le ore 16:00. Vedremo però che la sola *firma termica* non è sufficiente a discriminare le differenti coperture; uno dei fattori che maggiormente influenzano la temperatura radiante di un corpo è l'esposizione. Le facciate esposte a nord e a sud dello stesso corpo, solitamente, generano calore diversamente ed appaiono differenti in un'immagine termica. Il risultato è una esaltazione degli effetti topografici.

Dopo il tramonto, i vari materiali della superficie terrestre si raffreddano molto rapidamente e raggiungono una condizione di relativa stabilità prima dell'alba,

quando il diverso effetto di riscaldamento dovuto all'illuminazione solare è ormai al minimo. Questo è il periodo migliore per l'acquisizione dei dati termici perché la variazione di temperatura radiante mostrata dalle differenti coperture del suolo è a tutti gli effetti caratterizzata dalle proprietà termiche delle coperture stesse.

Il ciclo di temperatura diurno di un materiale non è costante, ma assume carattere variabile in funzione delle condizioni climatiche, del ciclo stagionale nonché del grado di umidità che presentano le superfici.

1.2 Leggi della radiazione nell'infrarosso termico

Le leggi fisiche che consideriamo nello studio quantitativo delle tecniche di telerilevamento nell'infrarosso termico sono quattro, legate ai nomi di alcuni tra i massimi fisici europei del XX secolo. Queste leggi definiscono l'interazione tra la radiazione elettromagnetica e la materia; esse sono:

- *Legge di Planck;*
- *Legge di Stefan e Boltzmann;*
- *Legge di Wien;*
- *Legge di Kirchhoff.*

Queste leggi valgono in generale per un corpo nero, il quale è un perfetto radiatore.

1.2.1 Il concetto di corpo nero e corpo grigio

Il *corpo nero* è un modello fisico ideale che presenta la proprietà di assorbire tutte le radiazioni incidenti, indipendentemente dalla lunghezza d'onda considerata.

Una superficie di corpo nero, o più semplicemente corpo nero, può essere immaginata come la superficie di una cavità non completamente riflettente, posta in comunicazione con l'esterno da un minuscolo foro. In tal modo, una radiazione incidente, qualunque ne sia la lunghezza d'onda, subirà assorbimento e riflessioni successive all'interno della cavità, perdendo energia ad ogni riflessione.

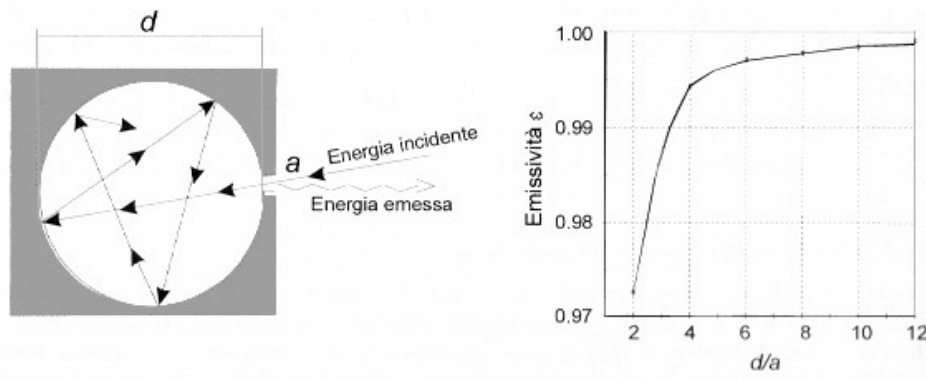


Figura 6: Rappresentazione di corpo nero. In funzione del rapporto d/a , il grafico a sinistra misura il “grado di nerezza del corpo”: maggiore è il rapporto d/a , maggiore è il grado di “nerezza”.

Se il foro di ingresso è sufficientemente piccolo, la probabilità che l’energia intrappolata esca dalla cavità in breve tempo è bassa. In seguito ad un elevato numero di riflessioni l’energia uscirà estremamente smorzata, tanto da poter essere trascurata: in questo caso allora parleremo della superficie della cavità come di superficie nera, in quanto in grado di assorbire tutte le radiazioni incidenti indipendentemente dalla loro lunghezza d’onda e angolo di incidenza.

Da un punto di vista emissivo, la superficie cava del corpo nero emette una radiazione che non dipende dalla direzione di emissione ma solo dalla sua temperatura; si parla quindi per il corpo nero di perfetto radiatore.

Ad una particolare temperatura, il corpo nero emetterebbe la massima quantità di energia possibile per quella temperatura. Questo valore è noto come *radiazione del corpo nero*. Esso emette quindi una quantità definita di energia ad ogni lunghezza d’onda per una particolare temperatura, è così possibile modellare delle curve standard della radiazione di un corpo nero generate per ogni temperatura, mostrando l’energia radiante per ogni lunghezza d’onda.

Il diagramma di figura 7 mostra la quantità di radiazione emessa per determinate lunghezze d’onda, in funzione di diverse temperature.

La curva di radiazione di un corpo nero per temperature molto basse tende ad appiattirsi avvicinandosi molto all’asse delle ascisse senza però mai intersecarlo, in quanto vi è sempre una piccola quantità di energia emessa, in qualsiasi lunghezza d’onda.

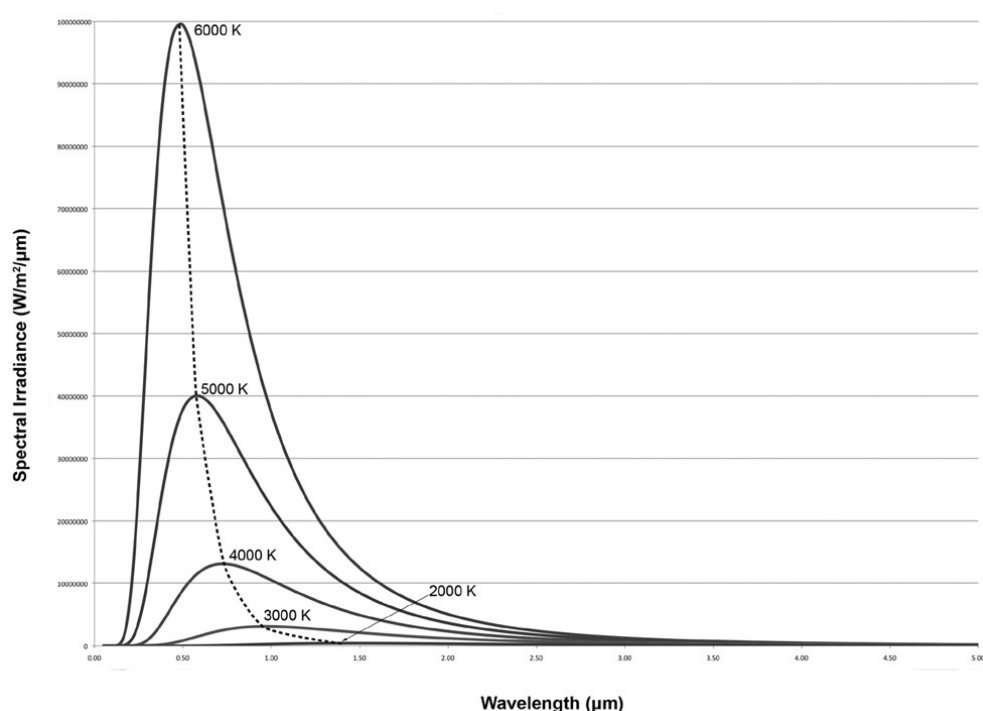


Figura 7: Distribuzione spettrale dell'energia irradiata da un corpo nero alle varie temperature.

È da notare come le curve non si intersechino in nessun punto; questo significa che un corpo nero ad elevate temperature emetterà più radiazioni rispetto ad uno che si trova a temperatura inferiore, per qualsiasi lunghezza d'onda considerata.

Dall'analisi della radiazione di un corpo nero si può dunque concludere che:

- all'aumentare della temperatura del corpo nero, aumenta anche la quantità di energia emessa, rappresentata dall'area sottesa dalla curva di radiazione;
- la lunghezza d'onda alla quale il corpo nero emette il massimo delle radiazioni è inversamente proporzionale alla temperatura assoluta del corpo;

All'aumentare della temperatura del corpo nero, il picco di emissione si sposta verso le onde corte in modo non lineare (andamento rappresentato dalla linea tratteggiata).

Le superfici reali con grande capacità emissiva sono in genere radiatori spettrali, e cioè sono capaci di assomigliare a corpi neri ideali solo in intervalli spettrali (Brivio et al., 2006).

Per definire compiutamente il corpo grigio, è necessario introdurre alcune grandezza radiometriche:

Energia radiante:

Poco utilizzata nel Telerilevamento, l'*energia radiante* (Q) è comunque la grandezza radiometrica fondamentale, ed è l'energia trasportata dalle onde elettromagnetiche, detta anche *radiazione elettromagnetica* (Brivio et al., 2006).

Con riferimento alla teoria quantistica, abbiamo già definito l'energia elementare di un pacchetto d'onda (*quanto*) come:

$$q = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad [J]$$

essendo: h = costante di Planck = $6,6256 \cdot 10^{-34} \quad [J \cdot sec]$

L'energia complessiva (Q) di un fascio radiante risulta dipendere dal numero n di quanti, e dal numero di frequenze ν_i di cui è composto:

$$Q = \sum_{i=1}^n q_i = \sum_{i=1}^n h\nu_i \quad [J]$$

Flusso Radiante:

Il *flusso radiante* (Φ) esprime la variazione di energia radiante nel tempo, perciò è una potenza:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} \quad [W]$$

Emittanza:

Anche detta *exitanza* (M), esprime la densità di flusso radiante emesso: equivale cioè al rapporto tra il flusso radiante uscente dalla superficie studiata e l'area interessata:

$$M = \frac{d\Phi_{uscente}}{dA} \quad [W \cdot m^{-2}]$$

Il *corpo grigio* è dunque un corpo la cui emittanza (M_{cg}) risulta sempre inferiore a quella di un corpo nero (M) di pari temperatura e con lo stesso comportamento emissivo a tutte le lunghezze d'onda (Brivio et al., 2006).

Prendendo a riferimento l'emittanza (M) di una superficie di corpo nero ad una certa temperatura T , e l'emittanza (M_{cg}) di una superficie alla medesima T , possiamo definire come *coefficiente di emissione* o *emissività* (ε) il rapporto:

$$\varepsilon = \frac{M_{cg}}{M} \leq 1$$

Tale rapporto vale 1 per il corpo nero ed è < 1 per il corpo grigio.

Come detto pocanzi per il corpo nero, le *superfici reali* mostrano valori di emissività variabili con la lunghezza d'onda, per cui spesso l'equazione dell'emissività assume la forma:

$$\varepsilon_\lambda = \frac{M_{cr\lambda}}{M_\lambda} \leq 1$$

dove con il pedice λ si sottintendono i valori spettrali delle grandezze rapportate e con M_{cr} l'emittanza (spettrale) di corpo reale.

Può succedere che una superficie si comporti in modo diverso lungo lo spettro, molto vicina ad un corpo nero per certi intervalli di lunghezza d'onda, di corpo grigio in altri, e di corpo reale in altri ancora (Brivio et al., 2006).

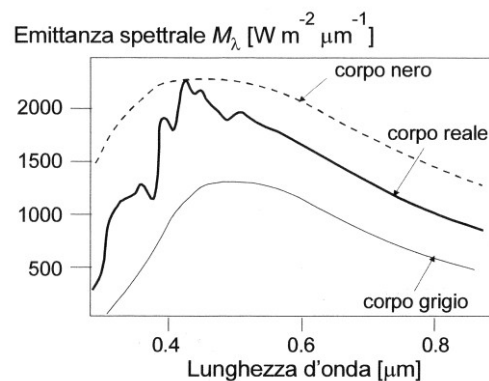


Figura 8: Andamento qualitativo della curva di emissione di una superficie di corpo nero a confronto con quella di corpo reale e di corpo grigio. Tutte e tre hanno la stessa temperatura (Brivio et al., 2006).

1.2.2 La legge di Planck

La *legge di Planck* descrive l'andamento della potenza radiante emessa dalle superfici in funzione della lunghezza d'onda e della loro temperatura.

È considerata la legge generale dell'emissione elettromagnetica, da cui derivare tutte le altre, in quanto descrive in termini quantitativi le modalità con cui viene prodotta l'energia elettromagnetica, fenomeno che si realizza per ogni corpo con temperatura assoluta maggiore di 0°K (comprendendo praticamente tutte le superfici). La legge di Planck permette di calcolare, per unità di superficie e di lunghezze d'onda, la densità di flusso radiante spettrale emessa (M_λ) da qualunque corpo, mediante la seguente espressione (Brivio et al., 2006):

$$M_\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \left(\frac{1}{\pi \left(e^{\frac{ch}{\lambda kT}} - 1 \right)} \right) \varepsilon_\lambda \quad [Wm^{-2}\mu m^{-1}]$$

dove:

λ = lunghezza d'onda in μm

h = costante di Planck = $6,62 \cdot 10^{-34} J \cdot s$

k = costante di Boltzmann = $1,38 \cdot 10^{-23} JK^{-1}$

T = temperatura in °K

c = velocità della luce = $3 \times 10^8 m \cdot s^{-1}$

ε_λ = emissività spettrale della superficie

In questa equazione i fattori come π , h , c e k sono costanti, perciò convenzionalmente è possibile esprimere tutto in funzione di due sole costanti.

Posto:

$$C_1 = 2\pi hc^2 = 3,7413 \cdot 10^8 \quad [Wm^{-2}\mu m^4]$$

$$C_2 = \frac{ch}{K} = 1,43878 \cdot 10^4 \quad [\mu m \cdot K]$$

otteniamo:

$$M_{\lambda} = \frac{C_1}{\lambda^5} \left(\frac{1}{\pi \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \right) \varepsilon_{\lambda} \quad [W m^{-2} \mu m^{-1}]$$

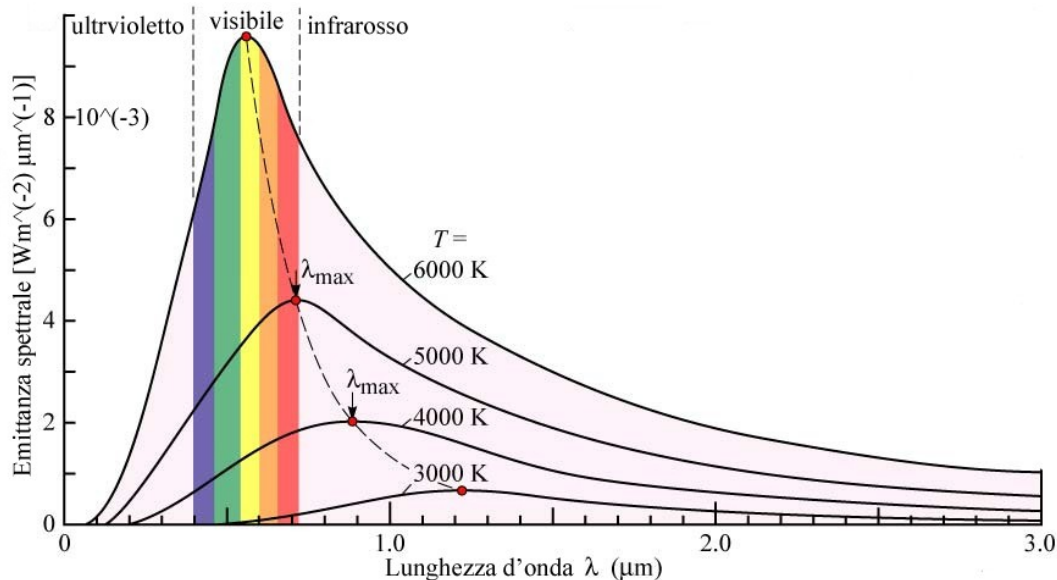


Figura 9: Rappresentazione dell'equazione di Planck.

La rappresentazione dell'equazione di Planck in forma parametrica rispetto alla temperatura ed alla lunghezza d'onda, assume l'andamento di figura 9, dove le curve rappresentano esempi di superfici di corpo nero a differenti temperature. Per ogni temperatura esiste un massimo di emissione, e la curva che collega tutti i massimi è una iperbole definita, come vedremo, dalla legge di Wien.

La figura 9, inoltre, denota chiaramente che all'aumentare della temperatura il picco di radiazione emessa si sposta verso le lunghezze d'onda minori, altresì l'area sottesa dalla curva (cioè l'energia totale) cresce rapidamente.

Dalla legge di Planck scritta per il corpo nero ($\varepsilon_{\lambda} = 0$) quindi si desume che per i corpi con basse temperature lo spettro che massimizza l'emittanza è situato principalmente nella regione delle onde lunghe (infrarosso), al contrario per corpi ad alta temperatura lo spettro che massimizza l'emittanza è concentrato nella regione delle onde corte (ultravioletto) (Quattrochi et al., 2009).

La superficie terrestre con una temperatura ambientale di circa 300 °K, se considerata come un corpo nero, nell'intervallo di massima emissione 9-11 μm

(all'interno della banda infrarosso termico) emette $61,88 \text{ Wm}^{-2}$, mentre il Sole, considerato come un corpo nero ad una temperatura media di $5000\text{-}6000 \text{ °K}$, emette $32,90 \cdot 10^6 \text{ Wm}^{-2}$ nel suo intervallo di massima emissione, quello del visibile.

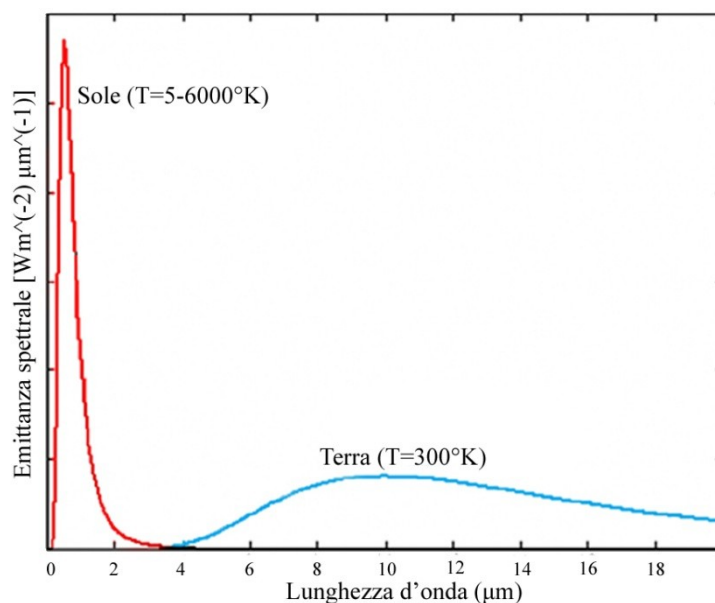


Figura 10: Spettro di distribuzione dell'energia irradiata da un corpo nero con la stessa temperatura del Sole (rosso) e della Terra (azzurro).

In teoria non è da pensare comunque che la Terra ed il Sole irrragino, rispettivamente, soltanto attorno ai $10 \mu\text{m}$ (*IR termico*) l'una, ed attorno alla luce visibile l'altro, ma tenendo conto della legge di Planck si dimostra che le energie emesse nelle bande reciproche sono di piccolissima intensità: la Terra emette energia visibile praticamente nulla, mentre il Sole emette pochissima energia nel dominio dell'infrarosso termico (Lechi, 2007).

1.2.3 La legge di Stefan - Boltzmann

Fornisce la quantità totale di potenza emessa dalle superfici in funzione della lunghezza d'onda e della loro temperatura. Essa precisa che l'emittanza (M_{eg}) complessiva di una superficie fisica, computata sull'intero intervallo di spettro elettromagnetico ($0 - \infty$), è un funzione della quarta potenza della temperatura assoluta della superficie stessa (Brivio et al., 2006):

$$M_{cg} = \varepsilon \sigma T^4 \quad [Wm^{-2}]$$

dove:

σ = costante di Stefan - Boltzmann = $5.6697 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$

T = temperatura assoluta (°K) della superficie

ε = emissività della superficie.

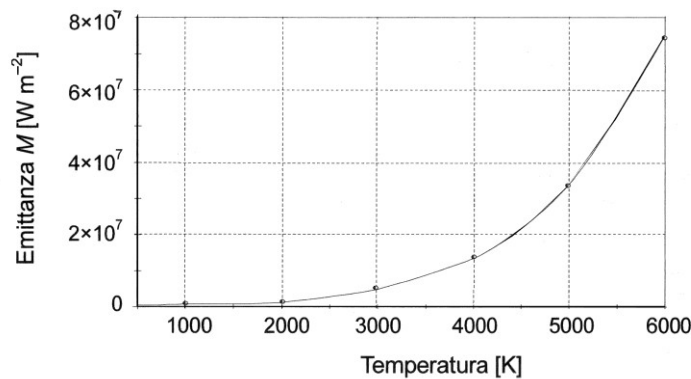


Figura 11: Andamento tipicamente esponenziale dell'emittanza totale M di una superficie di corpo nero in funzione della sua temperatura assoluta (Brivio et al., 2006).

La legge si ottiene integrando la legge di Planck su tutte le lunghezze d'onda dello spettro; essa esprime l'energia totale emessa da un corpo nero a tutte le lunghezze d'onda. Quindi, dalla legge si evince che più è alta la temperatura del corpo, e maggiore sarà la quantità di calore che esce dalla sua superficie.

Ciò, rende coerente la brusca crescita in altezza della curva di radiazione emessa all'aumentare della temperatura (figura 11), essendo la proporzionalità alla quarta potenza.

Per corpi reali l'emissività varia di fatto con la lunghezza d'onda, per cui la legge di Stefan – Boltzmann viene riscritta come:

$$M_{cr} = \int_0^{\infty} \varepsilon_{\lambda} M_{\lambda} d\lambda = \sigma T^4 \int_0^{\infty} \varepsilon_{\lambda} d\lambda \quad [Wm^{-2}]$$

essendo (M_{cr}) l'emittanza di un corpo reale.

1.2.4 La legge di Wien

La *legge di Wien*, o dello spostamento, indica il valore della lunghezza d'onda ove l'emissione elettromagnetica è massima per una certa temperatura. Più precisamente essa dice che la lunghezza d'onda corrispondente al massimo valore di emissione elettromagnetica λ_{MAX} di una superficie di corpo nero decresce al crescere della temperatura T con legge iperbolica (Brivio et al., 2006):

$$\lambda_{max} = \frac{A}{T} \quad [\mu m]$$

dove:

λ_{max} = lunghezza d'onda di massima emittanza a temperatura fissata;

A = costante = 2898 μmK

T = temperatura ($^{\circ}K$)

L'andamento iperbolico della legge di Wien è mostrato in figura 9 (pag. 18) come luogo dei punti di massima emittanza di corpo nero (linea tratteggiata) al variare della temperatura, in funzione della lunghezza d'onda.

1.2.5 La legge di Kirchhoff

Quando la radiazione elettromagnetica colpisce una superficie, si sviluppano principalmente tre meccanismi di interazione:

- una parte del flusso radiante incidente (Φ_i) viene riflesso (Φ_r);
- una parte del flusso radiante incidente (Φ_i) viene assorbito (Φ_a);
- una parte del flusso radiante incidente (Φ_i) viene trasmesso (Φ_t);

La *legge di Kirchhoff* esprime il principio di conservazione dell'energia:

$$\Phi_r + \Phi_a + \Phi_t = \Phi_i$$

Se normalizziamo rispetto la radiazione incidente:

$$\frac{\Phi_r}{\Phi_i} + \frac{\Phi_a}{\Phi_i} + \frac{\Phi_t}{\Phi_i} = 1$$

I tre rapporti dipendono strettamente dalla natura chimico-fisica dei materiali costituenti le superfici e dalle caratteristiche di rugosità e/o lucidatura delle stesse, e possono essere riscritti come:

$$\rho = \frac{\Phi_r}{\Phi_i} \quad 0 \leq \rho \leq 1; \quad \alpha = \frac{\Phi_a}{\Phi_i} \quad 0 \leq \alpha \leq 1; \quad \tau = \frac{\Phi_t}{\Phi_i} \quad 0 \leq \tau \leq 1.$$

dove:

ρ = coefficiente di riflessione o riflettività;

α = coefficiente di assorbimento o assorbività;

τ = coefficiente di trasmissione o trasmissività.

Perciò il bilancio risulta:

$$\rho + \alpha + \tau = 1$$

Questi coefficienti sono accompagnati da variabilità spettrale: una superficie molto riflettente nelle bande spettrali del visibile può non esserlo nelle bande dell'infrarosso o delle microonde, e viceversa.

Se non specificato, ciascun coefficiente va inteso come valor medio su tutte le lunghezze spettrali che compongono lo spettro.

Se la superficie del corpo irradiato è *opaca*, il valore di trasmissività τ è trascurabile, perciò l'equazione di bilancio assume la forma:

$$\rho + \alpha = 1 \quad \rightarrow \quad \alpha = 1 - \rho$$

Applicando a tale superficie il concetto (Cocchi, 1998) che un buon assorbitore è anche un ottimo emettitore (o radiatore), la relazione può essere riscritta come:

$$\varepsilon = 1 - \rho$$

che è una delle forme con cui si esprime la legge di Kirchhoff: per corpi opachi l'energia assorbita e quindi emessa, in un certo intervallo spettrale risulta complementare a quella riflessa.

Se il corpo è nero l'energia riflessa è pressoché nulla, perciò la relazione si semplifica ulteriormente:

$$\varepsilon = \alpha = 1$$

Questa espressione della legge di Kirchhoff riassume il concetto di corpo nero: superficie che assorbe molto, emette quindi molto e la cui riflettività è trascurabile.

Per superfici reali, che non si comportano in generale né come corpi neri, né come corpi grigi, è necessario esprimere la variabilità spettrale:

$$\frac{M_{cr\lambda}}{M_\lambda} = \varepsilon_\lambda = 1 - \rho_\lambda = \alpha_\lambda$$

Per meglio comprendere cosa differenzi il comportamento di una superficie reale rispetto a quella di corpo grigio e come intervengano le leggi fisiche sino a qui viste, immaginiamo una superficie naturale posta a temperatura ambiente. Intuitivamente, questa superficie sarà soggetta ad una serie di interazioni e processi radiativi che possiamo sintetizzare brevemente (Brivio et al., 2006):

- in accordo con la legge di Planck ed in relazione alla sua capacità emissiva spettrale (ε_λ), la superficie emette naturalmente energia elettromagnetica;
- in base alla sua temperatura assoluta T ed alla legge di Wien, il massimo valore dello spettro di emittanza lo si avrà per lunghezze d'onda dell'ordine dei $10 \mu m$, nell'infrarosso termico;
- i corpi vicini interagiranno con la superficie in quanto anch'essi radiatori naturali, e riflettori di altre sorgenti;
- la superficie sarà dunque interessata da flussi di irradianza, ed assumerà perciò comportamenti conseguenti in termini di assorbimento, emissione e riflessione.

1.3 Parametri che intervengono sui meccanismi di emissione

Tutti i corpi sono sorgente di energia elettromagnetica e lo scopo del Telerilevamento termico è la misura della radiazione elettromagnetica emessa nell'intervallo spettrale dell'infrarosso termico.

L'energia prodotta, come visto, dipende sostanzialmente da due parametri: la *temperatura* e l'*emissività*.

Prima di approfondire questi due concetti è bene ricordare che scopo del Telerilevamento è la misura della radiazione elettromagnetica (sia essa riflessa, trasmessa o emessa) eseguita dai sensori. Questa misura dipende da fattori quali il tempo di integrazione del sensore (Δt), necessario a catturare una quantità finita di radiazione, e l'intervallo spettrale ($\Delta \lambda$) di funzionamento del sensore, come pure l'area della porzione di superficie inquadrata dal sensore (ΔA) e l'angolo solido di apertura del sensore ($\Delta \omega$). Queste quantità definiscono i concetti di risoluzione del TLR (geometrica, radiometrica, spettrale e temporale).

La “cattura” dell'energia elettromagnetica dipende però, oltre che dalle caratteristiche strumentali, anche dalla geometria dell'osservazione.

Questo a ricordare che la grandezza fisica di riferimento misurata nel TLR è la *radianza*¹ (L) e non la densità di flusso radiante, definito, nel caso termico, come emittanza (par. 1.2.1). La radianza è di fatto la grandezza primaria di misura dei processi di interazione tra l'energia elettromagnetica e la materia, siano essi a livello superficiale o più interno.

Parlando perciò di temperatura ed emissività si usa spesso fare riferimento ai valori direzionali di queste grandezze, e rapportarle alle misure eseguite dai sensori.

¹ La *radianza* L è il valore del flusso radiante $d\Phi$ per unità di superficie dA e di angolo solido $d\omega$ secondo una certa direzione e misurata su un piano ortogonale a tale direzione:

$$L = \frac{d^2\Phi}{dA \cos \theta d\omega} \quad [Wm^{-2}sr^{-1}]$$

dove θ è l'angolo tra la direzione di osservazione e la normale alla superficie interessata (Brivio et al., 2006).

1.3.1 Il concetto di temperatura radiometrica

Le misure radiometriche nell'infrarosso termico sono spesso finalizzate alla determinazione della temperatura (T). Ma quale temperatura?

Definiamo diverse tipologie di temperatura.

Temperatura termodinamica e cinetica:

Per la fisica classica, la temperatura è la proprietà che regola il trasferimento di energia termica o calore, da un sistema ad un altro; essa *non* è una misura della quantità di energia termica o calore di un sistema, ma è ad essa correlata.

Questa definizione è la definizione di *temperatura termodinamica* T_S , il cui valore definisce in due superfici (in equilibrio termodinamico) a contatto, la direzione del flusso di calore.

In questa definizione si fa riferimento al concetto di energia interna, intendendo principalmente le componenti di energia assorbita e trasmessa.

Un'interpretazione statistica (Brivio et al., 2006) della temperatura termodinamica è la *temperatura cinetica* T_K .

La temperatura cinetica si riferisce ad una grandezza di interesse macroscopico, definendola su scala microscopica (a livello atomico/molecolare) considerando l'attività interna del corpo. Le molecole che costituiscono un oggetto sono in costante vibrazione e questo le costringe ad urtarsi vicendevolmente. L'urto porta ad una perdita di energia che viene dissipata internamente sottoforma di calore proporzionalmente all'energia cinetica dell'urto stesso, detto *calore cinetico*. La temperatura cinetica è la misura della concentrazione di questo calore cinetico all'interno del corpo e quindi è riferita alla temperatura interna del corpo, temperatura reale, vera temperatura o temperatura *in situ* del corpo (Quattrochi et al., 2009). La sua espressione è la seguente:

$$\frac{1}{2}mv^2 = \frac{3}{2}kT_k$$

dove m e v sono rispettivamente massa e velocità delle particelle coinvolte negli urti.

La temperatura cinetica viene comunemente misurata con termometri a contatto.

Temperatura di radianza:

Se osserviamo il fenomeno della trasformazione dell'energia interna in calore cinetico, nella sua componente esterna, vale a dire l'energia emessa, possiamo attribuire alla temperatura una definizione alternativa: la *temperatura di radianza* T_R (o anche la misura della concentrazione del flusso radiante in uscita dal corpo, ed è proprio quella “misurata” nel telerilevamento termico. Tale temperatura può essere vista anche come il valore della temperatura esterna del corpo, la temperatura apparente *ex situ* dell'oggetto (Quattrochi et al., 2009).

Altri autori (Brivio et al., 2006) hanno dato della temperatura di radianza una definizione più rigorosa, definendola come la temperatura che avrebbe un corpo nero che mostra la stessa radianza $L_{\Delta\lambda}(\theta', \varphi')$ osservata per una superficie reale e misurata con un radiometro secondo la direzione (θ', φ') , entro l'intervallo spettrale $\Delta\lambda = (\lambda_2 - \lambda_1)$. Con l'apice ' si indica convenzionalmente la geometria del flusso irradiato (emesso).

Ricordando l'equazione di Planck e ricordando la definizione di radianza:

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\frac{C_2}{e^{\lambda T_{cn, \Delta\lambda}(\theta', \varphi')}} - 1}} d\lambda = \int_{\omega} L_{\Delta\lambda}(\theta', \varphi') \cos \theta' d\omega$$

dove $T_{cn, \Delta\lambda}(\theta', \varphi')$ è risolvibile per inversione dell'equazione, una volta computato il valore di $L_{\Delta\lambda}(\theta', \varphi')$ su tutto l'angolo solido.

La temperatura radiante può essere misurata con termoradiometri o spettroradiometri.

In termini assoluti, la temperatura di radianza di un corpo naturale è sempre inferiore alla temperatura cinetica del medesimo corpo. In termini relativi, si ha che la maggior temperatura cinetica del corpo corrisponde ad una maggior temperatura di radianza. In contrapposizione al corpo naturale, il *corpo nero* è un

modello teorico, un corpo perfetto o ideale per il quale la temperatura di radianza coincide con la temperatura cinetica.

Tuttavia, questa relazione tra temperatura di radianza e temperatura cinetica è una relazione non lineare e varia per materiali differenti sulla base di un'unica proprietà del corpo detta *emissività* ε_λ (Quattrochi et al., 2009). La relazione numerica tra la temperatura radiante e la temperatura cinetica, nonché il ruolo dell'emissività è ben evidenziato dalla seguente espressione:

$$T_R = \varepsilon_\lambda^\mu T_K \quad [^\circ K]$$

dove:

T_R = è la temperatura di radianza $^\circ K$;

ε_λ^μ = è l'emissività spettrale.

T_K = è la temperatura cinetica $^\circ K$.

L'apice μ varia per i diversi autori in funzione dell'intervallo spettrale considerato. Un valore accettabile per l'esponente μ è 0,25 (Brivio et al., 2006) qualora si impieghino strumenti operanti su banda larga (3-100 μm). Si può facilmente dimostrarne la validità. Consideriamo l'intero intervallo dello spettro elettromagnetico; per la validità della legge di Stefan - Boltzmann scriviamo:

$$\sigma [T_{cn}(\theta', \varphi')]^4 = \int_{\omega} L(\theta', \varphi') \cos \theta' d\omega \quad (1.3.1a)$$

Il valore della temperatura di radianza $T_{cn}(\theta', \varphi')$ è detto *temperatura di radiazione* perché interessa tutto lo spettro.

Aggiungiamo ora l'ipotesi di radiatore Lambertiano, un radiatore che si comporta da perfetto diffusore² su di uno spazio emisferico:

- per l'ipotesi di diffusore perfetto (mezzo isotropo) la radianza rilevata è la stessa in qualunque direzione:

² Una superficie che si comporta da *perfetto diffusore o diffusore integrale* costituisce un modello soltanto ideale. In letteratura tale modello ideale prende il nome di *Superficie Lambertiana*. Essa è definita come una superficie il cui valore di radianza osservata risulta costante per qualunque combinazione di geometria tra la sorgente ed il punto di osservazione.

$$L(\theta', \varphi') = L \quad (1.3.1b)$$

- con l'ipotesi di diffusione su spazio emisferico:

$$\int_{\omega} L(\theta', \varphi') \cos \theta' d\omega = L \int_{\omega} \cos \theta' d\omega \quad (1.3.1c)$$

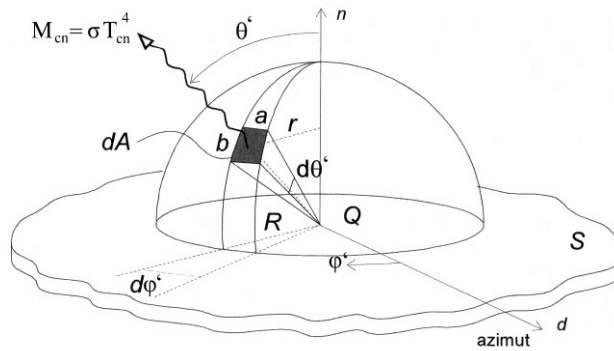


Figura 12: Geometria di diffusione della radianza nello spazio emisferico, nel caso di propagazione in un mezzo isotropo e proveniente da un superficie Lambertiana (Brivio et al., 2006).

In termini geometrici, l'angolo solido $d\omega$ che sottende l'area elementare dA interessata dal flusso radiante emesso dal punto Q (figura 12) è esprimibile in funzione degli angoli θ' e φ' ;

$$dA = a \cdot b = R^2 \sin \theta' d\theta' d\varphi'$$

con:

$$a = r d\varphi' = R \sin \theta' d\varphi'$$

$$b = R d\theta'$$

Perciò:

$$d\omega = \frac{dA}{R^2} = \frac{R^2 \sin \theta' d\theta' d\varphi'}{R^2} = \sin \theta' d\theta' d\varphi'$$

L'integrale valutato sull'angolo solido risulta pari a:

$$\rightarrow \int_{\omega} \cos \theta' d\omega = \int_{\varphi'=0}^{\varphi'=2\pi} \int_{\theta'=0}^{\theta'=\frac{\pi}{2}} \cos \theta' \sin \theta' d\theta' d\varphi' = \pi$$

Perciò:

$$M_{cn} = \sigma \cdot T_{cn}^4 = L \int_0^{2\pi} \cos \theta' d\omega = L \pi$$

da cui:

$$L = \frac{\sigma \cdot T_{cn}^4}{\pi} \quad (1.3.1d)$$

Mantenendo l'ipotesi di superficie Lambertiana, possiamo porre la (1.3.1.d) come:

$$L_{emessa} = \varepsilon \frac{\sigma \cdot T_K^4}{\pi}$$

Perciò, ponendo uguali le radianze osservate, scriveremo la seguente relazione:

$$\frac{\sigma \cdot T_{cn}^4}{\pi} = \varepsilon \frac{\sigma \cdot T_K^4}{\pi}$$

$$\rightarrow T_{cn} = T_R = \varepsilon^{\frac{1}{4}} T_K \quad c. v. d$$

È subito evidente l'importanza dell'emissività nella stima della temperatura cinetica di un corpo basata sulla misurazione della temperatura radiante mediante Remote Sensing. Generalmente, più è alto il valore di emissività, e minore è la differenza tra la temperatura radiante e la temperatura cinetica dell'oggetto indagato. I bassi valori di emissività risultano essere difficili da accertare e quindi per i materiali con questa caratteristica, la temperatura cinetica calcolata da telerilevamento mostra una maggiore imprecisione (Quattrochi et al., 2009).

Esiste un caso, tra le superfici naturali terrestri, dove questo coefficiente ε_λ è ben noto, almeno nella finestra dell'infrarosso termico: è quello dell'acqua, dove esso varia da 0,97 a 0,98, quasi indipendentemente dalla lunghezza d'onda, dalla

salinità e dalla temperatura. Quindi, qualunque rilievo in banda termica sull'acqua può essere facilmente interpretato anche in termini di temperatura reale senza commettere grandi errori (Lechi, 2007).

Temperatura di radianza effettiva:

Sino ad ora non si è tenuto conto del fatto che la radianza osservata non è di fatto solo quella emessa $L_{emessa,\lambda}(\theta',\varphi')$ di interesse ma include anche il contributo di interazione con l'ambiente circostante, definibile come componente riflessa $L_{riflessa,\lambda}(\theta',\varphi')$ nella lunghezza d'onda λ di interesse.

Si definisce dunque la *temperatura di radianza effettiva* quella ottenuta a partire dalla radianza effettiva, che tiene conto degli effetti di emissione accompagnati dalle riflessioni generate dall'ambiente circostante:

$$L_{\lambda}(\theta',\varphi') = L_{emessa,\lambda}(\theta',\varphi') + L_{riflessa,\lambda}(\theta',\varphi')$$

1.3.2 L'immagine termica ed il concetto di emissività

Le camere ed i sensori con risoluzione spettrale nell'IR termico catturano la radianza del target che si sta osservando, definita in tutte e tre le possibili componenti della radiazione elettromagnetica: riflessa, emessa, e trasmessa.

Analizziamo la figura seguente: essa mostra tre lattine di metallo (una calda, una fredda ed una a temperatura ambiente) con una striscia di nastro isolante su di ognuna.

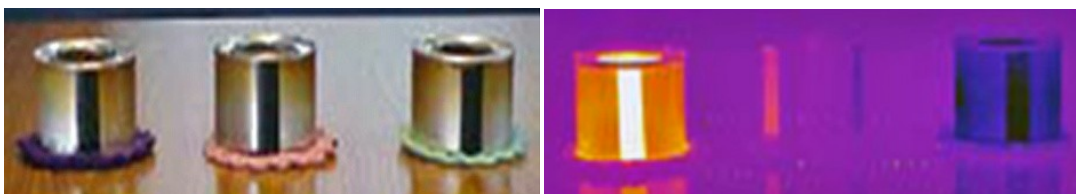


Figura 13: tre lattine di alluminio con superficie parzialmente ossidata ed una striscia di nastro isolante. La lattina di sinistra è calda, quella a destra fredda e quella al centro è a temperatura ambiente.

L'immagine di sinistra è nel campo del visibile mentre quella di destra è nel campo dell'infrarosso. La superficie metallica e il nastro sono alla stessa temperatura in tutti e tre i casi ma nell'immagine a infrarossi si può notare come

il nastro sembri più caldo della superficie di metallo della lattina calda ed allo stesso tempo sembri più freddo della superficie di metallo della lattina fredda. Tutto ciò è dovuto al fatto che il nastro isolante ha una emissività superiore rispetto alla superficie metallica, il che significa che il nastro ha una maggiore efficienza come radiatore rispetto al metallo che, a sua volta, ha una riflettività superiore rispetto al nastro. Così il nastro indica la temperatura in maniera più precisa, mentre il metallo indica, con una migliore approssimazione, la temperatura dell'ambiente circostante e quindi ciò che è riflesso dalla lattina.

Perciò, se la lattina è più calda che lo sfondo, il nastro sembra più caldo rispetto al metallo, ma se la lattina è più fredda dello sfondo il nastro sembra più freddo del metallo. Se la temperatura della lattina è la stessa dello sfondo (inteso come la temperatura dell'ambiente) allora il nastro e il metallo hanno lo stesso aspetto (Mazza, 2009).

Ciò che “misura” quanta parte della radiazione elettromagnetica è emessa e quanta è “affetta” da componenti riflesse e/o trasmesse è il coefficiente di emissività o semplicemente emissività (ϵ).

L'emissività, già introdotta analiticamente al paragrafo 1.2.1, è la proprietà caratteristica di un mezzo materiale di emettere una radiazione elettromagnetica; si definisce (Brivio, Zani, 1995) come il rapporto tra la radiazione emessa da una superficie e quella emessa da una pari superficie di un corpo nero alla stessa temperatura.

Essendo l'emissività un rapporto fra due energie simili essa è una grandezza adimensionale, i cui valori possono teoricamente variare da 0 a 1. Un'emissività pari ad 1 significa che il materiale può assorbire tutta l'energia incidente e successivamente emetterla, con un comportamento di corpo nero. In tal caso, la misura della temperatura radiante coincide con la temperatura reale (o cinetica). Un'emissività pari a zero implica che il corpo non assorbe nessuna radiazione all'interno dello spettro elettromagnetico. Questo sarebbe il caso di un riflettore ideale o, per contrario, di un ideale corpo bianco.

Se l'emissività *non* è selettiva, vale a dire non dipende dalla lunghezza d'onda ed è minore di 1, si parla di corpo grigio (Brivio, Zani, 1995).

Ovviamente, i materiali naturali non sono né emettitori ideali né riflettori ideali. Sebbene la maggior parte delle superfici naturali abbia un'emissività piuttosto elevata, 0.9 o superiore, vi sono materiali, come il metallo levigato, che possono mostrare valori di emissività ben più bassi (*Appendice A*).

Dal momento che i corpi naturali non riescono né ad assorbire tutta l'energia incidente né ad emettere tutta quella immagazzinata, i loro valori di emissività sono sempre inferiori a 1, e la temperatura radiante misurata è sempre minore dell'attuale temperatura cinetica (superficiale) registrata in situ.

L'emissività di un corpo è una grandezza dinamica e varia con la lunghezza d'onda, la composizione del materiale e la geometria superficiale.

Per superfici di grandi dimensioni, l'emissività può variare sia spazialmente che temporalmente. Per calcolare la temperatura cinetica di un corpo basandosi sulla temperatura radiante rilevata da satellite, è necessario specificare l'*emissività spettrale* (ϵ_λ) corrispondente alla lunghezza d'onda di acquisizione. La dipendenza dalla lunghezza d'onda dell'emissività assume un ruolo rilevante in quanto, solitamente, i dati termici sono acquisiti all'interno di una vasta gamma spettrale (ad esempio 8-14 μm) e non ad una singola lunghezza d'onda.

Per i calcoli, si deve quindi utilizzare un valore di emissività medio o comunque integrato su tutto l'intervallo di lunghezze d'onda considerato.

Solitamente i valori di emissività pubblicati (*Appendice A*) sono quindi dei valori medi e non possono rappresentare con cura il valore reale di emissività ad una particolare lunghezza d'onda.

Spesso si fa riferimento all'*emissività direzionale* $\epsilon_\lambda(\theta', \varphi')$, che viene definita per una superficie reale, omogenea ed isoterma, come il rapporto tra la radianza reale emessa $L_\lambda(\theta', \varphi')$ e quella che sarebbe emessa da una superficie di corpo nero $L_{cn,\lambda}(\theta', \varphi')$ posta alla stessa temperatura (cinematica) $T_K(\theta', \varphi')$:

$$\epsilon_\lambda(\theta', \varphi') = \frac{L_\lambda(\theta', \varphi')}{L_{cn,\lambda}(\theta', \varphi')}$$

Anche la composizione della superficie di uscita è un fattore determinante per la stima della ε , infatti un sottile strato di superficie, come ad esempio l'umidità del suolo nudo, una pellicola di olio in acqua, del muschio su una roccia o uno strato di ruggine su corpi metallici possono cambiare completamente il valore numerico dell'emissività di una superficie.

Allo stesso modo interviene la rugosità della superficie stessa. Infatti, per lo stesso materiale l'emissività risulterà assai maggiore se la superficie è ruvida piuttosto che levigata. Anche la forma della superficie influenza la variabilità di ε .

Spesso, per conformazione, la superficie oggetto del rilievo è rappresentata da più valori di emissività non rilevabili perché contenuti entro la risoluzione spaziale del sistema d'acquisizione: in questo caso si parla di *sub-pixel variation emissivity*, che risulta difficilmente stimabile.

In aggiunta, si deve considerare che anche le variazioni temporali di temperatura cinetica di un corpo possono modificare la sua emissività.

A causa di tutti questi fattori, e della difficoltà insita nella misurazione, le stime dei valori di emissività di un corpo sono solo delle approssimazioni ai valori reali e perciò debbono essere usate con cautela nelle elaborazioni numeriche.

Se sommiamo a queste incertezze sulla stima dell'emissività anche quelle causate da una complicata modellazione dell'influenza degli effetti atmosferici e quelle dovute alla componente solare riflessa nei dati termici, si può capire come l'estrarre temperature cinetiche da immagini satellitari, benché termiche, sia estremamente difficile. Fortunatamente, in molte delle applicazioni in cui si utilizza il rilevamento dell'infrarosso, la stima esatta della temperatura non è così importante come conoscere la differenza di temperatura relativa tra l'ambiente circostante e l'oggetto della rilevazione.

1.3.3 Rapporto tra temperatura ed emissività

La temperatura reale di un corpo non può essere computata a partire dalle sole misure radiometriche. E' necessario conoscere il valore del coefficiente di emissività spettrale ε_λ .

Trascurando la lunghezza d'onda e considerando l'emissività non selettiva, appare evidente che il prodotto di temperatura (T) ed emissività (ε), relazionate all'emittanza (M), sia combinabile in diverse soluzioni per lo stesso risultato, il che produce un fattore di forte ambiguità.

Ad esempio possiamo considerare due superfici S_1 ed S_2 che presentino emittanza M_1 maggiore di M_2 . Questa situazione può dipendere da differenti combinazioni di emissività e temperatura:

Caso I	$\varepsilon_1 = \varepsilon_2$	$T_1 > T_2$
Caso II	$\varepsilon_1 > \varepsilon_2$	$T_1 = T_2$
Caso III	$\varepsilon_1 < \varepsilon_2$	$T_1 > T_2$

Tabella 2: Alcuni esempi di combinazioni dei fattori ε e T per ottenere sulle superfici S_1 ed S_2 valori di M_1 maggiori di M_2 .

Può dunque risultare utile conoscere la relazione quantitativa che lega le variazioni della radianza spettrale misurata L_λ e le variazioni di ε e T .

Nell'ipotesi di mezzo anisotropo e superficie Lambertiana, differenziamo dunque la radianza, valutata secondo la legge di Planck, rispetto ε_λ e T :

$$dL_{\lambda,d\varepsilon_\lambda} = \frac{\partial L_\lambda}{\partial \varepsilon_\lambda} d\varepsilon_\lambda = \frac{\partial}{\partial \varepsilon_\lambda} \left[\frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \varepsilon_\lambda \right] d\varepsilon_\lambda = \frac{L_\lambda}{\varepsilon_\lambda} d\varepsilon_\lambda$$

$$\begin{aligned} dL_{\lambda,dT} &= \frac{\partial L_\lambda}{\partial T} dT = \frac{\partial}{\partial T} \left[\frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \varepsilon_\lambda \right] dT = \frac{\varepsilon_\lambda}{\pi} \cdot \frac{C_1 C_2 \lambda^{-6} e^{\frac{C_2}{\lambda T}}}{T^2 \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)^2} dT \\ &= L_\lambda \frac{C_2}{\lambda T^2} \frac{e^{\frac{C_2}{\lambda T}}}{\left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} dT \end{aligned}$$

La variazione di radianza sarà complessivamente la somma dei due contributi:

$$dL_\lambda = dL_{\lambda,d\varepsilon_\lambda} + dL_{\lambda,dT} = \frac{L_\lambda}{\varepsilon_\lambda} d\varepsilon_\lambda + L_\lambda \frac{C_2}{\lambda T^2} \frac{e^{\frac{C_2}{\lambda T}}}{\left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} dT$$

Nell'intervallo spettrale di acquisizione dei sensori nell'IR termico e per temperature attestate attorno ai 300 °K, possiamo considerare:

$$e^{\frac{C_2}{\lambda T}} \gg 1$$

$$\rightarrow \frac{dL_\lambda}{L_\lambda} = \frac{d\varepsilon_\lambda}{\varepsilon_\lambda} + \frac{C_2}{\lambda T} \frac{dT}{T}$$

Agli effetti pratici, questa relazione si traduce in una stima dell'accuratezza con cui il valore di radianza può essere determinato o, analogamente, nella stima della massima incertezza ammissibile per il valore di emissività, al fine di mantenere una certa entità di errore nella stima della temperatura (Brivio et al., 2006).

Se ipotizziamo verosimilmente uguali i contributi di variazione di radianza dati da $d\varepsilon_\lambda$ e dT , possiamo facilmente valutare:

$$d\varepsilon_\lambda \cong \frac{\varepsilon_\lambda C_2}{\lambda T^2} dT$$

che rappresenta la variazione di emissività necessaria per bilanciare una variazione di temperatura con effetto equivalente sulla radianza iniziale. Tale funzione dipende, oltre che dalla costante C_2 , anche dalla temperatura iniziale T , dall'emissività spettrale ε_λ iniziale, e conseguentemente, dalla lunghezza d'onda considerata.

Alcuni autori hanno proposto classi di soluzioni per la variazione $d\varepsilon_\lambda$ in prefissate lunghezze d'onda: ad esempio il Brivio (Brivio et al., 2006) propone due classi di soluzioni esemplificative per lunghezze d'onda pari a 4,5 μm e 11 μm (figura 14). Si nota anzitutto una sensibile differenza nelle variazioni per le diverse lunghezze d'onda e quindi ai fini dell'errore atteso nelle misure risulta più stabile alla variabilità la lunghezza d'onda 11 μm rispetto a quella 4,5 μm .

In questa interpretazione è bene sottolineare che rilevante importanza è assunta dal “fattore di scala” del problema che si vuole affrontare. Se ad esempio si volesse ottenere una stima accurata della temperatura al di sotto del grado di errore, giocherebbe un ruolo chiave una corretta stima del coefficiente di emissione. Questo è ad esempio il caso dello studio dell'isola di calore urbano

sulla città di Bologna, per il quale il fenomeno termico è attestato su di un ΔT di circa 2°K (Ventura et al., 2008).

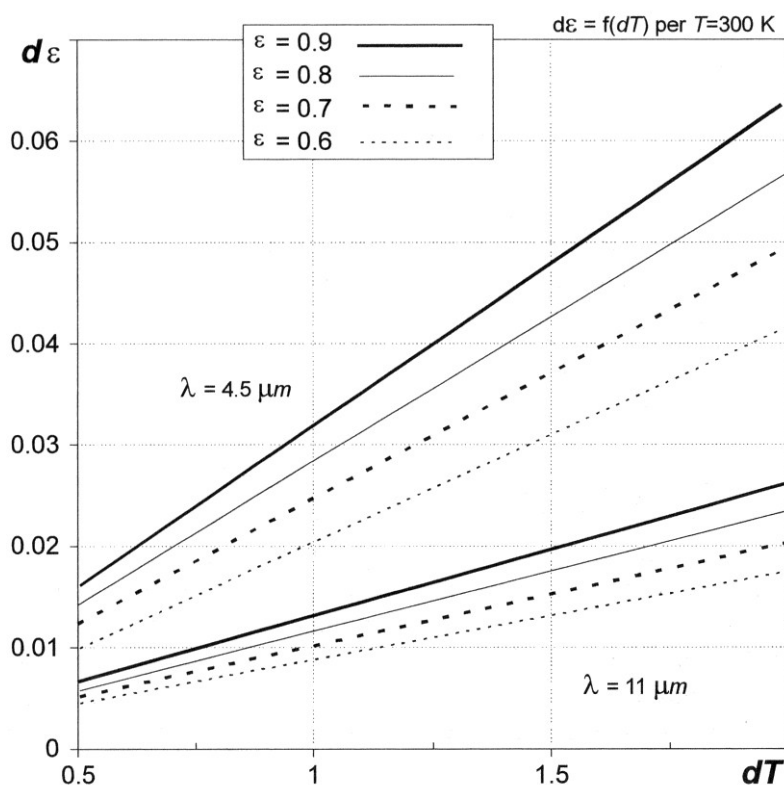


Figura 14: Variazione del coefficiente di emissione in relazione a quello di temperatura, per una temperatura iniziale di 300°K e con escursione di dT di 2°K e di $d\varepsilon_i$ pari a 0.9, 0.8, 0.7, 0.6 (Brivio et al., 2006).

1.4 Principali piattaforme e sensori in uso nel Telerilevamento Termico

1.4.1 Concetti di risoluzione nelle immagini termiche

Fra le caratteristiche di maggior importanza nella scelta dei sistemi di osservazione troviamo le diverse specifiche di *risoluzione* legate alla capacità di descrizione della scena rilevata in termini di dettaglio geometrico (o spaziale), di contenuto spettrale, di sensibilità radiometrica dei rivelatori e, infine, di frequenza temporale o ripetitività del rilievo. E' importante anche sottolineare come le prime tre risoluzioni sopramenzionate siano fra loro in competizione, nel senso che ogni miglioramento dell'una va a discapito delle altre (Lechi, 2007).

Risoluzione geometrica:

La risoluzione geometrica, o spaziale, è concettualmente correlabile alle dimensioni degli oggetti rilevabili in una scena ed esprime il dettaglio raggiungibile da un sistema di ripresa; all'interno di un progetto di rilevamento termico è di fondamentale importanza, in quanto influisce enormemente sulla qualità dell'immagine.

Se si pensa al caso in cui l'individuazione della temperatura è il parametro con il quale si valuta il rischio, la pericolosità e l'urgenza di un eventuale intervento, ci si accorge immediatamente come una buona risoluzione geometrica, che consenta una misurazione più precisa della temperatura, sia una condizione molto importante. La bontà ed il livello di precisione delle immagini sono direttamente proporzionali alla dimensione del pixel sull'oggetto, o altrimenti al valore dell'angolo di vista istantaneo (*IFOV – Istantaneous Field of View*) dello strumento.

Infatti nel caso aereo o satellitare, una maggiore risoluzione spaziale permette di diminuire la quantità di superficie ripresa all'interno del singolo pixel e con essa le problematiche legate all'eterogeneità dei materiali che la compongono.

Per capire meglio l'importanza della risoluzione geometrica su di un'immagine termica, e come questa migliori analisi ed interpretazione dei dati raccolti, è riportata in figura 15 una situazione in cui si mostra come la risoluzione geometrica possa condizionare fortemente il valore finale di temperatura.

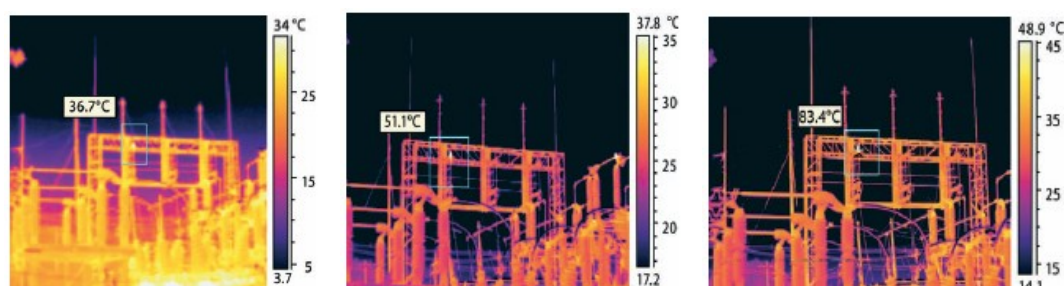


Figura 15: Termografia ripresa con risoluzione crescente da sinistra verso destra rispettivamente 120x120 pixels la prima, 320x240 pixels la seconda, 640x480 pixels la terza. Si noti in quest'ultima che il punto più caldo è semplicemente discriminabile e l'intervallo di temperatura più accurato.

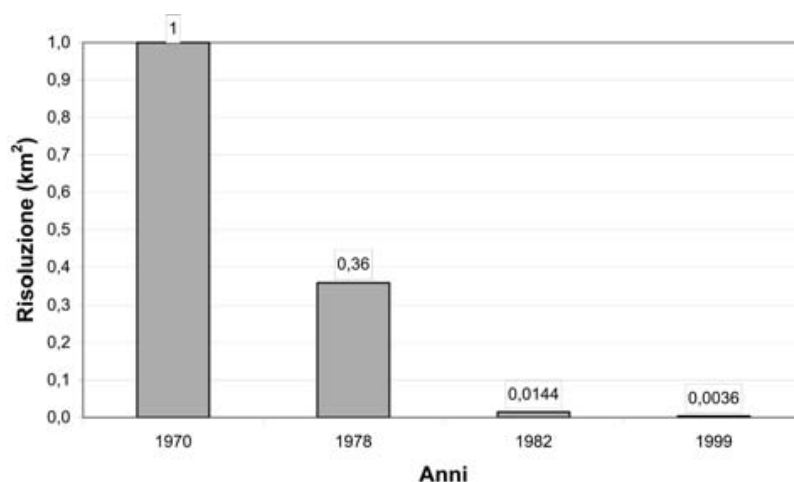


Figura 16: Andamento della risoluzione geometrica dei sensori termici su satellite a partire dagli anni '70 fino alla fine degli anni '90, in termini di impronta del pixel al suolo. Dopo una grande evoluzione, sembra ormai essere vicini ad un limite asintotico (Lechi, 2006).

Risoluzione radiometrica:

La risoluzione radiometrica di uno strumento è definita nella sensibilità³ del rivelatore (detector) di percepire e codificare in segnale le differenze di flusso radiante emesso (o riflesso) dalle superfici investigate. Il segnale inviato dal detector deriva dalla trasformazione di un segnale ottico analogico in un segnale elettrico digitale, al quale viene associato un numero binario e nella fase di rappresentazione un livello (o tono) di grigio.

La sensibilità del rivelatore è fortemente legata al rapporto segnale - rumore: se la risoluzione radiometrica è bassa, si ha un'immagine che presenta le stesse caratteristiche nel visibile di una forte diffusione atmosferica, cioè i dettagli termici sono difficilmente distinguibili.

In termini pratici la sensibilità in un sensore all'infrarosso termico si traduce nella capacità di osservare variazioni di temperatura (T) da 0,5 °K a 0,1 °K. Nelle

³ Il parametro chiamato *sensibilità*, indicato con il termine D_λ (*detectivity*) è definito come l'inverso di NEP_λ :

$$D_\lambda = \frac{1}{NEP_\lambda} \quad [W^{-1}]$$

La funzione NEP_λ (*Noise Equivalent Power*) indica la potenza necessaria, ad una determinata lunghezza d'onda, per ottenere un segnale in uscita dallo strumento di rilievo equivalente a quello del rumore.

applicazioni concrete (Lechi, 2007) tale valore nominale risulta ulteriormente dipendente dalle condizioni di trasparenza atmosferica del momento della ripresa. Sfortunatamente la risoluzione geometrica si contrappone a quella radiometrica: per dare un'idea, con 2,5 *mrاد* (*milliradiani*) di risoluzione geometrica, istante per istante, da 1.000 metri di quota, si osserva un'area di 2,5 x 2,5 *mq* e si può avere una risoluzione termica di 0,1 °K, cioè distinguere pixel che differiscono fra di loro almeno per un decimo di grado, mentre con una risoluzione geometrica di 1,7 *mrاد* la risoluzione termica scende a 0,2 °K (Brivio et al., 2006).

Risoluzione spettrale:

La risoluzione spettrale è una delle caratteristiche più importanti di un sistema di osservazione che lavora nell'*IR* termico, e si riferisce comunemente al numero di bande in cui è suddiviso l'intervallo di sensibilità spettrale del sistema di ripresa. A livello costruttivo si sfruttano due particolari bande nella regione dell'infrarosso termico, data la buona trasparenza atmosferica, e sono:

- Banda 3-5 μm : più adatta per temperature superiori a quella ambiente, anche se risente molto dell'attenuazione provocata dall'atmosfera e dalla radiazione solare riflessa;
- Banda 8-14 μm : più adatta per temperature attorno a quella ambiente, risente meno sia dell'effetto della radiazione solare riflessa che dell'attenuazione dovuta all'atmosfera.

Normalmente all'interno della classica banda 8-14 μm dell'infrarosso termico si sceglie l'intervallo 10-12 μm circa per evitare la banda di assorbimento dell'ozono (che è attorno ai 9,55 μm). All'interno di questa banda relativamente "larga", così da poter raccogliere energia sufficiente da consentire una buona risoluzione geometrica, possiamo trovare fino a 5 sotto - bande termiche; la conseguenza è un ulteriore incremento del potere discriminante.

Esiste una stretta correlazione fra risoluzione geometrica e spettrale (Lechi, 2007). Valutiamo la potenza elettromagnetica che giunge sul singolo rivelatore come:

$$P = \tau L_{\lambda} A \cdot \Delta\lambda \cdot IFOV \quad [W]$$

dove:

τ = coefficiente di trasmissione atmosferica [adimensionale];

L_λ = radiazione proveniente dal suolo [$W\ cm^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$];

A = area dell'ottica di raccolta della potenza [cm^2];

$IFOV$ = angolo di risoluzione ottica dello strumento [sr];

$\Delta\lambda$ = intervallo spettrale in cui funziona lo strumento [μm];

Si comprende facilmente che, a parità di potenza raccolta:

- se si desidera una buona risoluzione spettrale (riduco il $\Delta\lambda$) si deve necessariamente peggiorare la risoluzione geometrica (aumento l' $IFOV$);
- se si desidera una buona risoluzione geometrica (aumento l' $IFOV$) si deve necessariamente peggiorare la risoluzione spettrale (riduco il $\Delta\lambda$).

Risoluzione temporale:

Si parla di risoluzione temporale intendendo con essa il periodo di tempo che intercorre tra due riprese successive di una stessa scena.

Insieme all'analisi multispettrale, uno degli aspetti più significativi del telerilevamento è sicuramente la possibilità di ripetere le osservazioni a cadenze regolari o programmabili. Se è vero che la risoluzione temporale svolge un ruolo estremamente importante, è altresì vero che talvolta questo aspetto può risultare un vincolo: per lo studio di alcuni aspetti essenziali dell'investigazione della superficie terrestre, come ad esempio l'osservazione dei cambiamenti (*change detection*), è necessario tenere in conto la dipendenza dalle orbite delle piattaforme sulle quali sono montati i sensori.

1.4.2 Caratteristiche orbitali delle piattaforme satellitari

L'orbita è il percorso (generalmente ripetitivo) seguito dal satellite attorno alla Terra. Il satellite sfrutta l'equilibrio tra la forza di gravità e la forza centrifuga, dovuta al suo moto, descrivendo orbite ellittiche: la forza di gravità è inversamente proporzionale al quadrato della sua distanza dalla Terra, mentre la forza centrifuga è proporzionale alla velocità tangenziale. Ne segue che un satellite artificiale ruota tanto più lentamente, tanto più è lontano dalla Terra.

Le condizioni di osservazione dei satelliti dipendono dalle loro caratteristiche orbitali, che si possono riassumere in:

- *altezza*, cioè la distanza tra il satellite e la superficie terrestre media. Per le piattaforme satellitari è attestata sui 450-900 *km* sino ai 36.000 *km* (satelliti meteorologici). L'altezza influenza la risoluzione geometrica e l'ampiezza del campo di vista, determinando inoltre la velocità;
- *inclinazione*, vale a dire l'angolo che formano l'equatore ed il piano dell'orbita. L'inclinazione del piano dell'orbita rispetto al piano equatoriale definisce anche l'estensione della zona della Terra che può essere sorvolata; un satellite la cui orbita è inclinata di 60° può sorvolare solamente una fascia compresa fra 60° di latitudine nord e 60° di latitudine sud;
- *periodo* è il tempo necessario a completare un'orbita; è dell'ordine delle decine di minuti. Il periodo è direttamente legato alla velocità, dell'ordine dei *km al secondo* (7-8 *km/s*);
- *tempo di rivisitazione* è il tempo tra due successive orbite identiche: può essere dell'ordine di giorni.

I principali punti di osservazione delle piattaforme satellitari per l'osservazione della Terra fanno capo di solito a due tipi di orbite: quelle polari (o quasi) e quelle equatoriali; questi due modi di osservazione sono, se vogliamo, l'uno "dinamico" e l'altro "statico" (Lechi, 2007).

Orbite quasi-polari:

Molte delle piattaforme satellitari di uso comune nel Telerilevamento sono progettate per seguire un'orbita di base nord - sud e compiere una osservazione da un sensore, che, in movimento combinato con quello della Terra (ovest – est), ne riprende tutta la superficie con tempi di rivisitazione relativamente lunghi, dell'ordine di giorni. Questi hanno un'orbita quasi - polare, così chiamata per l'inclinazione prossima ai 90° sul piano equatoriale. In questa configurazione orbitale il satellite è in grado di osservare ogni punto della Terra in un ben

determinato numero di orbite, in funzione del campo di vista di ogni singolo strumento.

Un tipo particolare di orbita quasi - polare è la così detta orbita eliosincrona, seguendo la quale il satellite ripassa per lo stesso luogo sempre alla stessa ora del giorno. A causa della non sfericità della Terra il piano orbitale di un satellite subisce un moto di precessione. La velocità di questo moto dipende dall'altezza e dall'inclinazione dell'orbita. In un'orbita eliosincrona ideale i parametri orbitali sono tali che la precessione avviene con lo stesso periodo orbitale del pianeta. In queste condizioni il satellite attraversa un parallelo sempre alla stessa ora solare locale. Solitamente, come dato orbitale di un satellite, viene fornita l'ora di passaggio all'equatore.

Orbita geostazionaria:

I satelliti geostazionari ruotano ad una velocità angolare uguale a quella della Terra (1 rotazione ogni 24 ore), con una inclinazione di 0° sull'equatore e descrivono un'orbita circolare sul piano stesso dell'equatore: è come se fossero solidali con la Terra e quindi appaiono "immobili" nello spazio a una distanza di 36.000 km. Questo consente di osservare e raccogliere un'informazione continua su di un'area specifica dando una visione parziale del globo terrestre, rendendo necessari un certo numero di satelliti per l'acquisizione globale; per contro il tempo di ri-visitazione può essere valutato nell'ordine delle decine di minuti.

1.4.3 Sistemi di acquisizione nel Telerilevamento Termico

Per immagine termografica si intende la visualizzazione bidimensionale della misura del calore emesso per irraggiamento, per mezzo di un codice in toni di grigio o di colore. L'acquisizione del dato avviene raccogliendo la radiazione termica punto per punto dalla superficie da rilevare per dirigerla poi su un rilevatore che la converte in segnale elettrico. Si ha quindi lo scambio di energia fra due superfici, quella da rilevare e quella del sensore: tale scambio provoca un'alterazione nel sensore che viene sfruttata per rendere in forma di dato

puntuale (radiometro) o di immagine (scanner) l'intensità della radiazione raccolta (Brivio et al., 2006).

Si definiscono *scanner* tutti quei sistemi a scansione che, attraverso una sequenza ordinata di misure nello spazio, riescono a riprodurre una scena bidimensionale, restituendola sottoforma di immagine, oramai quasi sempre digitale, secondo una matrice di celle elementari che corrisponderanno poi ai pixel dell'immagine.

I metodi di rilevamento a scansione si suddividono principalmente in *whisk-broom* e *push-broom*.

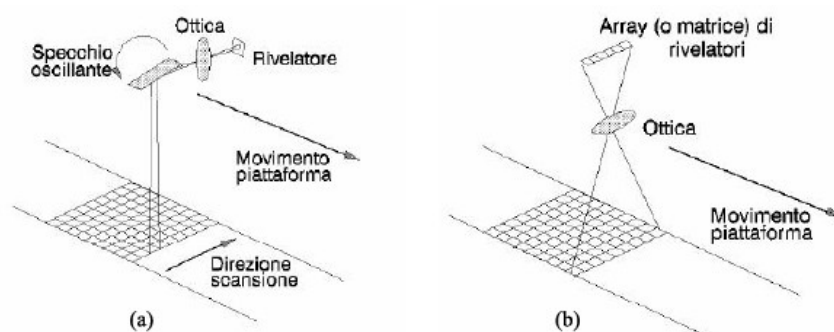


Figura 17: Principali metodi di scansione. (a) Scansione meccanica lineare (*whisk-broom*). (b) Scansione *push-broom*.

	Scansione Meccanica	Scansione Push-broom
Vantaggi	<ul style="list-style-type: none"> - Rivelatori infrarosso medio e termico - Elevato campo di vista (swath) - Focalizzazione su area limitata (ottica più semplice) 	<ul style="list-style-type: none"> - Nessuna parte mobile - Più semplice e affidabile - Maggiore fedeltà geometrica - Tempo di permanenza sul pixel (di integrazione) lungo (*) - Minor costo
Svantaggi	<ul style="list-style-type: none"> - Parti mobili - Distorsioni geometriche - Tempo permanenza su pixel breve (*) 	<ul style="list-style-type: none"> - Intercalibrazione rivelatori - No infrarosso termico - Limiti dimensione array = limitato campo di vista - Focalizzazione su array (ottica più complessa)

Tabella 3: Confronto tra i differenti sistemi di scansione. (*) Ogni rivelatore acquisisce un determinato pixel di una riga dell'immagine. Ciò assicura tempi integrazione più lunghi ovvero migliore risoluzione geometrica (piccoli rivelatori) a parità di risoluzione radiometrica e spettrale.

Il sistema a scansione whisk-broom è un sistema ottico - meccanico basato sulla combinazione del moto rotatorio di uno specchio rotante, che convoglia le radiazioni su un detector, e del moto traslatorio della piattaforma, mentre il secondo, push-broom, è un dispositivo a scansione elettronica o statica costituito, generalmente, da una serie di sensori CCD allineati ed uguali fra di loro, i quali vengono interrogati singolarmente e l'insieme ordinato delle risposte costituisce la linea di acquisizione formata da un numero di pixel pari al numero dei rilevatori (Brivio et al., 2006).

Gli scanner operanti nell'infrarosso termico sono di tipo meccanico (whisk-broom). Il loro sistema di scansione si differenzia da quello di sistemi operanti nelle altre regioni dello spettro, per la presenza, a lato dello specchio di scansione, di due superfici a temperatura T ed emissività ϵ note. Queste superfici svolgono la funzione di corpi neri di calibrazione, nel senso che la loro radianza (una "alta" ed una "bassa") viene inviata ad ogni oscillazione completa dello specchio verso i detector producendo due riferimenti, i quali consentono di poter stabilire una scala di temperature di corpo nero entro cui il segnale di scansione può essere letto in maniera quantitativa. In questo modo durante la rotazione, lo specchio rileva la presenza delle due superfici ed invia al sensore delle radiazioni già in parte calibrate.

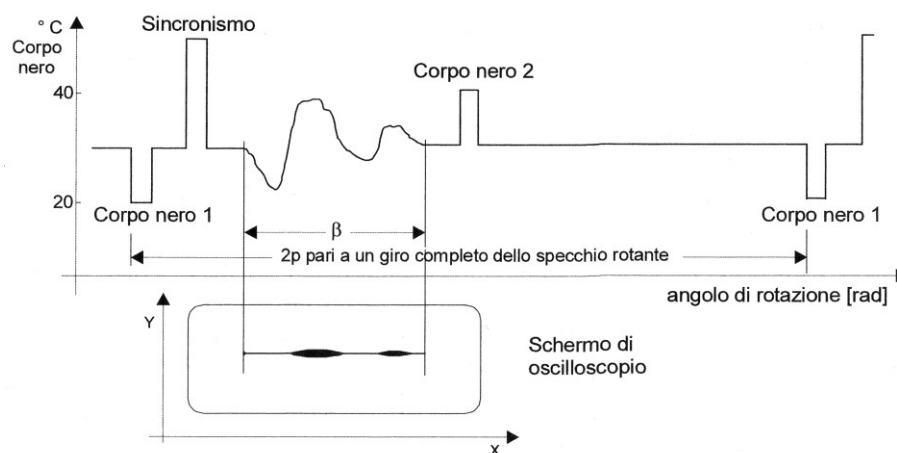


Figura 18: Profilo elettrico nel dominio del tempo di un segnale completo di scansione e la sua rappresentazione in termini di intensità luminosa sullo schermo di un tubo a raggi catodici. Si possono osservare chiaramente i riferimenti relativi al segnale di corpo nero, che permettono di interpretare quantitativamente il segnale di scansione dal momento che determinano una scala di lettura (Brivio et al., 2006).

Per aumentare la qualità della scansione è opportuno migliorare il rapporto segnale/disturbo nonché cercare di evitare il “*drift*” termico del sensore stesso cioè il cambiamento della risposta in funzione della sua temperatura. Queste migliorie sono possibili raffreddando le aree circostanti gli scanner. Nel caso di piattaforme aeree ciò è reso possibile attraverso i vasi Dewar⁴, mentre nel caso di piattaforme satellitari il raffreddamento dei detector avviene attraverso l’uso di batterie di Peltier⁵, nelle quali la superficie fredda è a contatto con il detector e quella calda disperde calore per irraggiamento verso lo spazio.

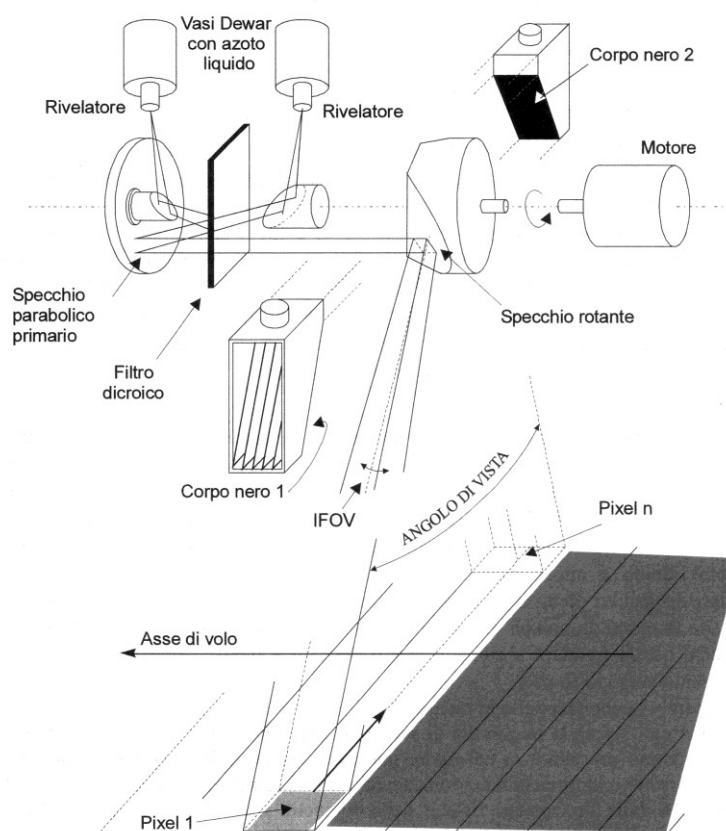


Figura 19: Schema di scansione ottico meccanica di uno scanner nell’IR termico.

⁴ Il *vaso Dewar*, o semplicemente *Dewar*, è un contenitore, che prende il nome dal suo inventore James Dewar (1892), che mantiene il suo contenuto più caldo o più freddo dell’ambiente esterno frapponendo con l’ambiente circostante delle aree di vuoto che consentono un isolamento termico tra il contenuto e l’ambiente. Il vuoto è usato solo per l’isolamento termico, il contenuto non è sottovuoto.

⁵ La *Batteria di Peltier*, o *cella di Peltier*, è un dispositivo termoelettrico costituito da molte giunzioni ad effetto Peltier (fenomeno termoelettrico per cui una corrente elettrica che scorre tra due metalli o semiconduttori differenti posti in contatto produce un trasferimento di calore) in serie. Fondamentalmente è una pompa di calore a stato solido dall’aspetto di una piastrina sottile con una superficie da cui il calore è assorbito, ed una da cui il calore è emesso.

Per eseguire contemporaneamente rilievi su numerose bande dello spettro, si possono interporre dei prismi o dei filtri dicroici⁶ tra la parabola che raccoglie le radiazioni e il suo fuoco (figura 19). In questo modo è possibile scomporre le radiazioni di tutto lo spettro visibile fino all'infrarosso prossimo, a questo punto basta inserire una fotocellula su ogni "colore" per ottenere le varie misurazioni (Brivio et al., 2006).

Si è visto (par. 1.4.1) che le bande che interessano il Telerilevamento termico sono principalmente la 3-5 μm e la 8-14 μm . Effettuando una ripresa con scanner a due o più canali, si ha il vantaggio di poter disporre di tutti i segnali relativi alle varie bande esattamente in fase fra loro in modo da rendere possibile le varie combinazioni matematiche dei segnali.

1.4.4 Alta risoluzione nel Termico

Di seguito si descrivono due piattaforme/sensori satellitari che, per le loro caratteristiche di risoluzione geometrica nell'IR termico, sono state utilizzate nello studio dell'*UHI (Urban Heat Island)* di cui si tratterà più oltre: il Landsat *TM/ETM+* ed *ASTER*.

Landsat

Scopo del programma Landsat è quello di fornire un flusso continuo di dati telerilevati per il monitoraggio e la gestione delle risorse terrestri.

Il programma statunitense Landsat consiste in una serie di missioni satellitari per l'Osservazione della Terra, portato avanti congiuntamente dalla NASA e dall'USGS. I dati collezionati sono stati usati per oltre 30 anni al fine di studiare l'ambiente, le risorse, e i cambiamenti naturali e artificiali avvenuti sulla superficie terrestre. Il primo satellite Landsat fu lanciato nel 1972 mentre il più recente, il Landsat 7, nel 1999. Ancora oggi il Landsat 5 e il Landsat 7 continuano ad acquisire ogni giorno centinaia di immagini sulla superficie terrestre.

⁶ I *filtri dicroici* sono filtri composti da uno strato di vetro su cui viene disposta una successione alternata di strati di materiale dielettrici, il cui numero ed il cui spessore determinano la soglia di lunghezza d'onda limite, che rappresenta la lunghezza d'onda massima che può attraversare il filtro.

Il satellite *Landsat 5*, lanciato nel Marzo 1984 e tutt'ora operativo, percorre un'orbita polare circolare eliosincrona, ad un'altezza dall'equatore di circa 705 km. L'orbita, con un'inclinazione di 98°22' sul piano equatoriale, viene completata in un periodo di 98,89 minuti. Il periodo di ripetizione della ripresa (periodo necessario per completare un'intera scansione del globo in 233 orbite e ritornare sulla medesima posizione) è di 16 giorni. A bordo del Landsat 5 sono montati due sensori: il *Multi Spectral Scanner (MSS)* e il *Thematic Mapper (TM)*. Quest'ultimo sensore multispettrale, più sofisticato, è stato aggiunto al Landsat4 (1982), 5 (1984), e 6 (missione fallita per non aver raggiunto l'orbita durante il lancio). Le principali caratteristiche dei sensori *MSS* e *TM* sono riportate in tabella 4:

	MSS	TM
Tipo	Sensore opto-meccanico	Sensore opto-meccanico
Risoluzione geometrica	79 m	30-120 m
Range Spettrale	0,5-1,1 μm	0,45-12,5 μm
Numero di bande	4	7
Tempo di ripetizione	16 gg.	16 gg.
Ampiezza di ripresa	185 km	185 km

Tabella 4: Caratteristiche dei sensori a bordo della piattaforma satellitare Landsat5

Il satellite *Landsat 7* è stato lanciato nell'Aprile del 1999 con le medesime caratteristiche orbitali del precedente Landsat 5: percorre un'orbita polare circolare eliosincrona, ad un'altezza dall'equatore di circa 705 km. L'orbita, con un'inclinazione di 98°22' sul piano equatoriale, viene completata in un periodo di 98,89 minuti. Il periodo di ripetizione della ripresa (periodo necessario per completare un'intera scansione del globo in 233 orbite e ritornare sulla medesima posizione) è di 16 giorni. A bordo della piattaforma è stato però montato un nuovo scanner, l'*Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)*, un radiometro multispettrale a otto bande, che presenta rispetto al *TM* due significative innovazioni:

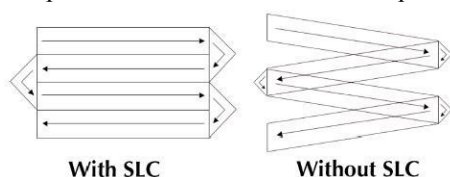
- una ulteriore banda pancromatica con 15 m di risoluzione spaziale;
- un canale infrarosso termico con 60 m di risoluzione spaziale.

Come detto il Landsat *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)* ha un tempo di rivisitazione di 16 giorni e purtroppo a causa di un malfunzionamento occorso alla piattaforma il 31 maggio 2003, ha acquisito dati ininterrottamente in modalità SLC-On⁷ solamente fino al 14 luglio 2003. Il problema permane e pertanto il Landsat 7 continua ad acquisire in modalità SLC-Off. Ciò produce delle anomalie nelle immagini (dei veri e propri buchi) che risultano più evidenti lungo i margini della scena mentre non creano problemi nella parte centrale dell'immagine.

	TM	ETM+
Tipo	Sensore opto-meccanico	Sensore opto-meccanico
Risoluzione geometrica	30-120 m	16-30-60 m
Range Spettrale	0,45-12,5 μm	0,45-12,5 μm
Numero di bande	7	8
Tempo di ripetizione	16 gg.	16 gg.
Ampiezza di ripresa	185 km	183 km

Tabella 5: Caratteristiche del sensore ETM+ (Landsat7) confrontate con il TM (Landsat5).

⁷ La *Scan Line Corrector (SLC)* è un meccanismo elettro-ottico composto da due specchi paralleli placcati con nickel-berillio montati su un'asta di supporto. Tale asta, ruota attorno ad un asse normale all'asse della scansione dello specchio. La SLC è posizionata dietro l'ottica primaria e compensa le strisciate di acquisizione per tutta la lunghezza della scansione.



Satellite	Launch Date	End Mission	Altitude	Inclination	Revisit at equator	Sensors
Landsat 1	23-Jul-72	6-Jan-78	920 km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 2	22-Jun-75	5-Feb-82	920 Km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 3	5-Mar-78	31-Mar-83	920 Km	99,2°	18 days	RBV, MSS
Landsat 4	16-Jul-82	Jul 87	705 Km	98,2°	16 days	MSS, TM
Landsat 5	1-Mar-85	operational (TM)	705 Km	98,2°	16 days	MSS, TM
Landsat 6	lost on launch					
Landsat 7	15-Apr-99	operational	705 Km	98,2°	16 days	ETM+

MSS				
Band	4	5	6	7
μm	.5-.6	.6-.7	.7-.8	.8-1.1
Pixel size(m)	80	80	80	80

TM & ETM+								
Band	1	2	3	4	5	6 (Thermal IR)	7	ETM+ 8 (Pan)
μm	.45-.52	.52-.60	.63-.69	.76-.90	1.55-1.75	10.42-12.50	2.08-2.35	.52-.90
Pixel size(m)	30	30	30	30	30	120 (ETM+: 60)	30	15

For Landsat 7, Band 6 (thermal IR) is provided in both high and low gain. Data from ESA stations has the thermal band resampled to 30 metre pixels.

Figura 20: Tavola riassuntiva delle principali caratteristiche delle piattaforme Landsat e relativi sensori.

ASTER

La figura sottostante riporta una rappresentazione del veicolo spaziale Terra, con l'evidenziazione dei sensori ospitati a bordo, ed una tabella (tabella 6) con le principali caratteristiche orbitali della piattaforma, per gran parte simili a quelle del Landsat. Tra i sensori di Terra, ci si occupa in questa sede di ASTER.

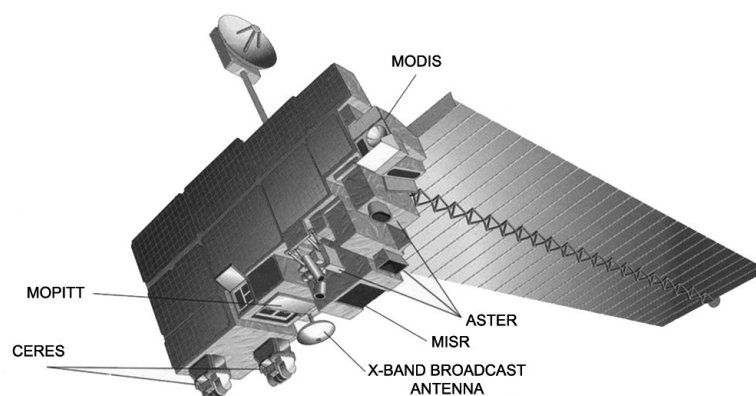


Figura 21: Veicolo spaziale Terra.

Orbit	Near-polar, Sun synchronous, descending
Semi-major axis (mean)	7078 km
Eccentricity	0.0012
Altitude range	700-737 km (705 km at equator)
Inclination	98.2° ± 0.15
Equatorial crossing at local time	10:30 am
Distance between adjacent orbits	172 km
Orbit period	98.88 min
Number of orbits per day	14
Repeat cycle	16 days (233 revolutions/16 days)
Orbit position knowledge	± 150 m/3 axes, 3s
Repetition accuracy	± 20 km, 3s

Tabella 6: Principali caratteristiche orbitali della piattaforma Terra (Bitelli, 2007)

ASTER, acronimo di *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflected Radiometer*, è la strumentazione ottica montata a bordo di Terra, un satellite lanciato nel dicembre del 1999 come parte di un più ampio studio della NASA, l'Earth Observing System (EOS). Il progetto ASTER è comunque una collaborazione fra l'agenzia americana della NASA, il ministero dell'economia giapponese, del commercio e dell'industria (MITI - *Ministry of International Trade and Industry*) nonché dell'agenzia giapponese *Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC)*.

I dati ASTER sono stati utilizzati per ottenere mappe dettagliate della temperatura superficiale dei territori, riflettanza e quote. Le tre piattaforme EOS fanno parte della NASA's Science Mission Directorate e l'Earth - Sun System, il cui obiettivo è quello di osservare e capire come la Terra sta cambiando, e quindi prevedere le conseguenze dirette sullo stile e la qualità della vita.

La strumentazione ASTER cattura immagini ad alta risoluzione spaziale in 14 bande dello spettro elettromagnetico, dal visibile alle lunghezze d'onda dell'infrarosso termico, ed offre la possibilità di una visione stereografica per la creazione di un modello digitale di elevazione (DEM). Inoltre grazie all'alta

risoluzione, i dati ASTER sono spesso utilizzati per la calibrazione e la validazione di informazioni ottenute con altri sensori.

Sottosistema	Band No.	Range spettrale (μm)	Risoluzione spaziale (m)	Livelli di quantizzazione
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits
	2	0.63-0.69		
	3N	0.78-0.86		
	3B	0.78-0.86		
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits
	5	2.145-2.185		
	6	2.185-2.225		
	7	2.235-2.285		
	8	2.295-2.365		
	9	2.360-2.430		
TIR	10	8.125-8.475	90	12 bits
	11	8.475-8.825		
	12	8.925-9.275		
	13	10.25-10.95		
	14	10.95-11.65		

Tabella 7: Bande spettrali dell'ASTER.

La strumentazione ASTER consiste di tre sottosistemi separati, ognuno dei quali operante in una differente regione dello spettro elettromagnetico. Essi sono:

- 1) VNIR : opera in tre bande spettrali alle lunghezza d'onda del visibile e del vicino infrarosso, con una risoluzione spaziale di 15 m. Si compone di due telescopi, uno nadir, e l'altro in backward che offre una seconda vista della zona indagata per le osservazioni stereo.
- 2) SWIR : questo sottosistema opera in sei bande spettrali nella regione del vicino infrarosso attraverso un singolo telescopio nadirale, con una risoluzione di 30 m.

- 3) TIR : questo sottosistema opera in cinque bande nella regione dell'infrarosso termico, utilizzando un singolo telescopio nadirale, a posizione fissata, con una risoluzione spaziale di 90 m. A differenza delle altre strumentazioni, si avvale di una scansione di tipo whisk-broom.

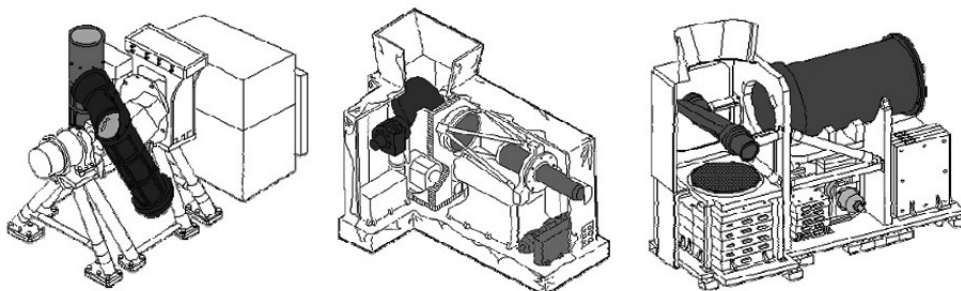


Figura 22: Da sinistra a destra: il sottosistema VNIR, il sottosistema SWIR, il sottosistema TIR, montati sul sensore ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflected Radiometer*).

L'impronta di ogni scena ASTER è di 60 x 60 km. Il satellite Terra ha un ciclo di ripetizione di 16 giorni (233 orbite), e questo limita la frequenza massima di disponibilità dei dati ASTER. Tuttavia, è possibile ottenere immagini di *subset area* in giorni e notti consecutive. A meno di un concordato programma di rilevazione, il sensore registra solamente durante un piccolo tratto dell'orbita satellitare, che come già accennato, è di tipo eliosincrona, in modo che il satellite si trovi ad osservare la medesima area alla stessa ora ogni giorno per qualsiasi latitudine.

In figura 23 è riportato un confronto tra le bande spettrali del sensore *ETM+* ed *ASTER*, mostrato sullo spettro di trasmissione atmosferica che evidenzia le finestre spettrali: è evidente come le bande del *VNIR* siano simili alle corrispondenti dell'*ETM+*, eccezion fatta per l'assenza della banda del blu, sostituita con l'immagine backward nel vicino infrarosso che consente la visione stereoscopica per la generazione di DEM.

Il sistema *SWIR*, al contrario, presenta una maggiore risoluzione spettrale, avendo a disposizione un numero maggiore di bande. Essendo queste ultime centrate sulle finestre di assorbimento dei suoli, consentono un'analisi più accurata delle risposte spettrali degli stessi, comportando in conseguenza maggiore affidabilità nelle procedure di classificazione (Abrams, 2007).

Di particolare interesse ai fini della presente trattazione la presenza di ben 5 bande nel TIR, che consentono una miglior approssimazione nella determinazione del parametro di emissività ϵ per il calcolo della temperatura superficiale (termodinamica).

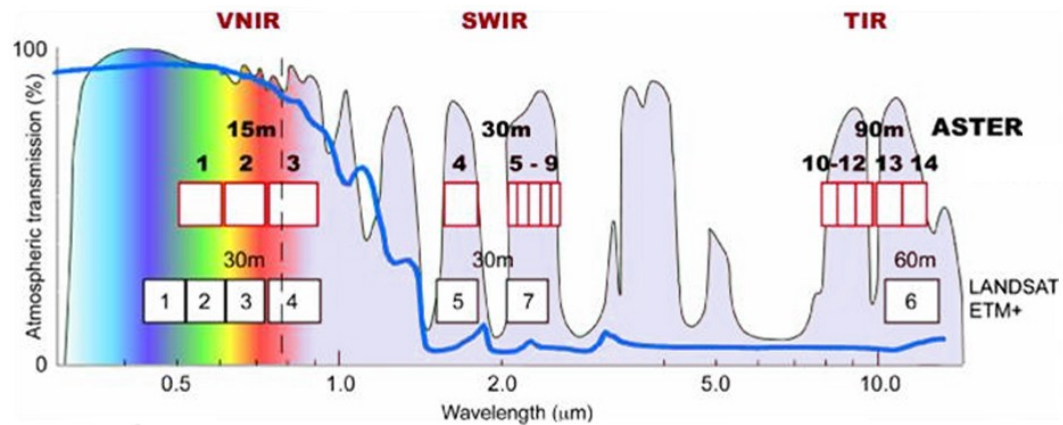


Figura 23: Bande dei sensori ASTER e ETM+ a confronto lungo lo spettro di trasmissione atmosferica.

Per una descrizione completa del sensore e dei dati da esso derivati si veda (Abrams et al., 2002).

CAPITOLO SECONDO

Stato termico delle superfici

Abbiamo visto come il trasporto di energia avvenga per convezione, conduzione ed irraggiamento. Nonostante questi siano fondamentalmente differenti tra loro, la temperatura è un elemento fisico comune a tutti e tre. Molti sono i fenomeni fisici, chimici e biologici controllati dalla temperatura, e la sua determinazione risulta di fondamentale importanza nello studio di tanti settori della modellistica ambientale. Tra essi gli studi sui cambiamenti climatici.

Il Telerilevamento effettuato da satellite amplia il *range* di studio di tali fenomeni dalla scala locale a quella globale. Le misure indirette di temperatura radiometrica effettuate dai sensori termici su piattaforme satellitari costituiscono di fatto l'unico modo praticabile per ottenere misure dello stato termico di superfici complesse come i suoli, le coperture vegetali e l'ambiente urbano.

2.1 Land Surface Temperature – LST

Nel capitolo primo di questa dissertazione si sono discussi i concetti di temperatura cinetica (o termodinamica) e di temperatura di radianza, riferendoli implicitamente a ipotesi specifiche su materiali o sistemi supposti omogenei.

Nel Telerilevamento tuttavia ci riferiamo alla temperatura radiometrica come alla temperatura di corpo nero derivante dalle misure di radianza L , dovendo tenere in considerazione il fatto che la misura è relativa all'area "inquadrata" dall'*IFOV* del sensore. Ciò implica che normalmente questa misura di radianza sia riferita a diversi tipi di superficie, incluse entro l'*IFOV* del sensore, ognuna con le proprie caratteristiche di temperatura termodinamica ed emissività.

Risulta dunque necessario introdurre un differente concetto di temperatura termodinamica, che sia rappresentativo delle condizioni di misura.

Nel Telerilevamento, si definisce usualmente la *Land Surface Temperature (LST)* come la temperatura radiometrica superficiale corrispondente al campo di vista istantaneo del sensore (Prata, 1995) o, più precisamente, come l'effetto complessivo e direzionale della temperatura radiometrica superficiale (Norman e Becker, 1995). Con il concetto di “effetto complessivo” si vuol intendere il contributo casuale fornito da pixel non omogenei. Per una determinata direzione di visualizzazione del sensore si ha che la *LST* dipende dalla distribuzione di temperatura e di emissività all'interno di un singolo pixel e dal canale spettrale di misurazione (Becker e Li, 1995).

La *Land Surface Temperature* è la temperatura termodinamica (o assoluta) misurata sulla superficie terrestre ed è considerata come una sorta di temperatura di “pelle” (Dash et al., 2001). Questo nonostante la superficie terrestre sia ben lungi dall'essere considerata assimilabile ad una “pelle” o comunque ad una entità “semplicemente bidimensionale”, essendo composta da materiali diversi con varie geometrie, entrambe caratteristiche che complicano la stima della *LST* stessa.

La temperatura superficiale del terreno è un importante parametro per comprendere l'ambiente termico urbano e le sue dinamiche; esso infatti, modula la temperatura dell'aria dello strato più basso dell'atmosfera urbana ed è il fattore principale nella determinazione degli scambi radiativi ed energetici, del clima interno degli edifici e del comfort percepito dalla popolazione (Voogt e Oke, 1998).

2.1.1 Temperatura radiometrica

La determinazione della temperatura di superficie *LST* si basa sulla funzione di Planck, che pone in relazione l'energia radiante emessa da un corpo nero ($\varepsilon = 1$) con la temperatura assoluta della superficie. Tuttavia, gli oggetti reali non sono corpi neri e l'emissività varia al variare della lunghezza d'onda ($0 < \varepsilon(\lambda) < 1$).

La radianza spettrale $L_\lambda(T)$ misurata può esprimersi come:

$$L_\lambda(T) = \varepsilon(\lambda) \frac{B_\lambda(T)}{\pi} = \frac{C_1}{\lambda^5} \left(\frac{1}{\pi \left(e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \right) \varepsilon(\lambda) \quad [Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}]$$

dove:

$B_\lambda(T)$ = emissività spettrale di un corpo nero ($Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$) alla temperatura T : è assunta come la radianza della superficie investigata dal sensore;

$L_\lambda(T)$ = radianza spettrale di un corpo naturale $Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$,

$\varepsilon(\lambda)$ = emissività spettrale di un corpo alla lunghezza d'onda λ ,

$$C_1 = 2\pi hc^2 = 3.7418 \times 10^{-16} \text{ Wm}^2$$

$$C_2 = hck^{-1} = 1.4388 \times 10^{-2} \text{ mK}.$$

La dipendenza dalla direzione è stata omessa per semplicità.

Potendo assumere l'emissività come un dato noto, la superficie terrestre e l'atmosfera localmente in equilibrio termodinamico, cioè che non ci siano attenuazioni dovute alla presenza dell'atmosfera nel processo di trasferimento della radiazione dalla superficie al sensore, allora la temperatura di un riflettore lambertiano può essere determinato dall'inversione dell'equazione precedente:

$$T_s = \frac{C_2}{\lambda \ln \left[\frac{\varepsilon(\lambda) C_1}{\pi \lambda^5 B_\lambda} + 1 \right]} \quad [^\circ K] \quad (2.1)$$

con significato noto dei termini.

I sensori satellitari misurano però la radianza nello strato superiore dell'atmosfera denominata (*TOA - Top of the Atmosphere*), dove le temperature di brillantezza corrispondenti possono essere ottenute attraverso la formula precedente.

Le *brightness temperatures* di *TOA* sono generalmente più basse rispetto alle corrispondenti temperature superficiali, ma ciò potrebbe risultare invertito qualora l'atmosfera risultasse più calda rispetto alla superficie (*inversione termica*). Nella

regione compresa tra 10-12 μm , la differenza tra queste temperature è variabile da 1-5 °K in funzione delle condizioni atmosferiche (Prata, 1995).

2.1.2 Radiative Transfer Equation (RTE)

La radianza misurata *TOA* è una combinazione del contributo di radianza della superficie attenuata nel percorso ascendente verso il sensore, del contributo atmosferico nel percorso verso il sensore (*upwelling*) e della radiazione atmosferica riflessa (*downwelling*) dalla superficie attenuata nel percorso verso il sensore.

Tale valore di radianza misurata è espresso dall'equazione di trasferimento radiativo (*Radiative Transfer Equation - RTE*). Una formulazione proposta in letteratura (Quattrochi et al., 2004) del modello di trasferimento radiativo nell'*IR* termico, nell'ipotesi di superficie lambertiana, è la seguente:

$$B_{\lambda}(\theta) = \varepsilon_{\lambda}(\theta)\tau_{\lambda}(\theta)B_{\lambda}(T_S) + L_{\lambda,atm}^{\uparrow}(\theta) + (1 - \varepsilon_{\lambda}(\theta))\tau_{\lambda}(\theta)L_{\lambda,atm}^{\downarrow} \quad (2.2)$$

con:

$$L_{atm}^{\uparrow} = \int_0^h B_{\lambda}(T(z)) \frac{\partial \tau_{\lambda}(\theta, z)}{\partial z} dz \quad [W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}]$$

$$L_{atm}^{\downarrow} = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{\infty} B_{\lambda}(T(z)) \frac{\partial \tau_{\lambda}(\theta, z)}{\partial z} dz \cos \theta \sin \theta d\theta d\varphi$$

e dove:

$$\tau_{\lambda}(\theta) = \exp \left[\int_0^h \frac{\alpha(\lambda, z)}{\cos(\theta)} e(z) dz \right]$$

essendo:

θ = angolo di presa del sensore, rispetto allo zenit;

ε_{λ} = emissività (spettrale) superficiale;

$\tau(\theta)$ = trasmittanza spettrale totale dell'atmosfera secondo l'angolo di osservazione θ ;

α = coefficiente di assorbimento per il vapore d'acqua;

e = concentrazione di vapore acqueo;

h = quota del sensore;

$B_\lambda(T_s)$ = emittanza spettrale superficiale di corpo nero alla temperatura T_s ;

$L_{\lambda,atm}^\uparrow$ = flusso di radianza atmosferica ascendente (*upwelling*), vale a dire, la radianza emessa e dispersa dai differenti strati del volume d'aria tra il sensore e la Terra;

$L_{\lambda,atm}^\downarrow$ = irradianza atmosferica discendente (*downwelling irradiance*).

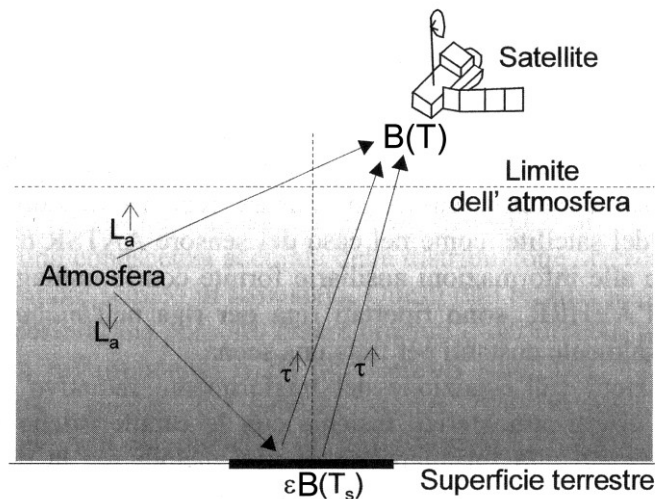


Figura 25: Schema delle diverse componenti che influenzano il segnale radiometrico registrato dal sensore nell'IR termico.

Il primo termine dell'equazione di B_λ rappresenta la radianza di corpo nero emessa dalla superficie alla temperatura T_s , che è normalmente più calda dell'atmosfera, e attenuata lungo il percorso ascendente verso il sensore. In letteratura (Qin et al., 2001) viene anche definita radianza superficiale al sensore (*Surface Radiance at Sensor*).

Il secondo termine rappresenta il contributo di radianza dell'atmosfera sempre nel percorso ascendente attraverso la colonna d'aria fra la superficie ed il sensore. Infine l'ultimo termine rappresenta l'irradianza atmosferica discendente integrata sull'emisfera (par. 1.3.1), riflessa dalla superficie e attenuata lungo il percorso verso lo spazio. Insieme al secondo termine descrivono gli effetti dell'atmosfera.

Al fine di valutare la radianza al sensore B_λ , devono essere note le grandezza ε_λ e $\tau_\lambda(\theta)$, così come pure la radianza atmosferica in upwelling ed in downwelling.

Il valore di radianza *TOA* misurato dal sensore dipende dunque da:

- larghezza di banda o canale del sensore (λ);
- geometria di osservazione (θ);
- emissività spettrale delle superfici (ε);
- effetti atmosferici.

Effetti atmosferici:

L'equazione (2.2) dimostra che è necessario tener conto degli effetti atmosferici e risalta l'importanza di effettuare misurazioni in una regione spettrale dove il contributo atmosferico sia il minore possibile.

I principali effetti atmosferici sono: assorbimento, emissione ascendente nell'atmosfera e irradiazione discendente della radiazione riflessa dall'atmosfera proveniente dalla superficie. Nella regione termica dello spettro elettromagnetico corrispondente a 8-12 μm , all'interno della quale lavora la maggior parte dei sensori satellitari, l'assorbimento e la diffusione causata dall'aerosol sono trascurabili e generalmente vengono ignorate (Prata, 1995); vi sono alcune teorie, tuttavia, che sostengono che questo effetto potrebbe non essere trascurabile in aree inquinate.

Il vapore acqueo è considerato quindi come il principale responsabile degli effetti atmosferici. Il parametro dominante nel processo di correzione atmosferica nel termico è il contenuto di vapor d'acqua in atmosfera (w), detto anche *acqua precipitabile* (PW): il PW , e in senso minore la profondità ottica dell'aerosol, determina i valori della trasmittanza atmosferica nell'infrarosso termico $\tau_\lambda(\theta)$, ed il percorso della radiazione $L_{\lambda,atm}^\uparrow$.

I valori di PW possono essere ottenuti:

- attraverso integrazione verticale delle misurazioni di radiosonda. La radiosonda è costituita di un minuscolo radiotrasmettitore automatico allo stato solido, che viene lanciato in atmosfera appeso ad un pallone (può raggiungere quote anche oltre i 30.000 metri) funzionante sulla gamma delle ultrafrequenze (U.H.F.); il trasmettitore è collegato ad elementi

sensibili alla temperatura, alla pressione ed all'umidità atmosferica che ne modulano variamente i segnali, permettendo di risalire ai valori dei predetti parametri. Un sensibilissimo ricevitore posto a terra provvede a raccogliere i segnali trasmessi dall'apparecchio e a decodificarli.

Le radiosonde rappresentano il mezzo più accurato per verificare la quantità di vapore d'acqua atmosferico (Motell, 2002);

- attraverso dati telerilevati con sensori operanti nel vicino infrarosso (MODIS e AVHRR principalmente).

Nel caso del MODIS, ed esempio, la misura si basa sulla rilevazione dell'assorbimento da parte del vapor d'acqua della radiazione solare riflessa dopo che è stata trasmessa alla superficie. L'importo verticale totale del vapore acqueo è derivato da un confronto tra la radiazione solare riflessa nel canale di assorbimento e la radiazione solare riflessa nelle vicinanze dei canali di non assorbimento (Gao, 2003; Sobrino, 2003). PW è stimato su aree che hanno superfici riflettenti nelle zone del vicino infrarosso, come le zone di terra chiara, le nuvole, e particolari aree oceaniche investite dal bagliore solare. Le principali fonti di errore nella stima dell'acqua precipitabile PW mediante dati ottenuti nel vicino infrarosso sono le incertezze nella riflettanza spettrale della superficie, la calibrazione radiometrica e spettrale del sensore, la registrazione dei pixel tra diversi canali, la temperatura atmosferica e i profili di umidità, la quantità di nebbia.

Un certo numero di algoritmi sono stati proposti per ricavare il valore di acqua precipitabile attraverso dati AVHRR nell'infrarosso termico, per molti dei quali i valori di PW ottenuti sono stati convalidati attraverso misurazioni con radiosonde, riscontrando generalmente un ottimo accordo;

- attraverso modelli numerici di previsione meteorologica.

Altri gas, ad esempio l'ozono (O_3) e l'anidride carbonica (CO_2) possono influenzare la trasmissione atmosferica ma, a differenza del vapor acqueo, variano lentamente; inoltre, l'anidride carbonica è distribuita in maniera uniforme nell'atmosfera, mentre l'ozono troposferico non gode di questa caratteristica, assumendo un'importanza di tipo locale.

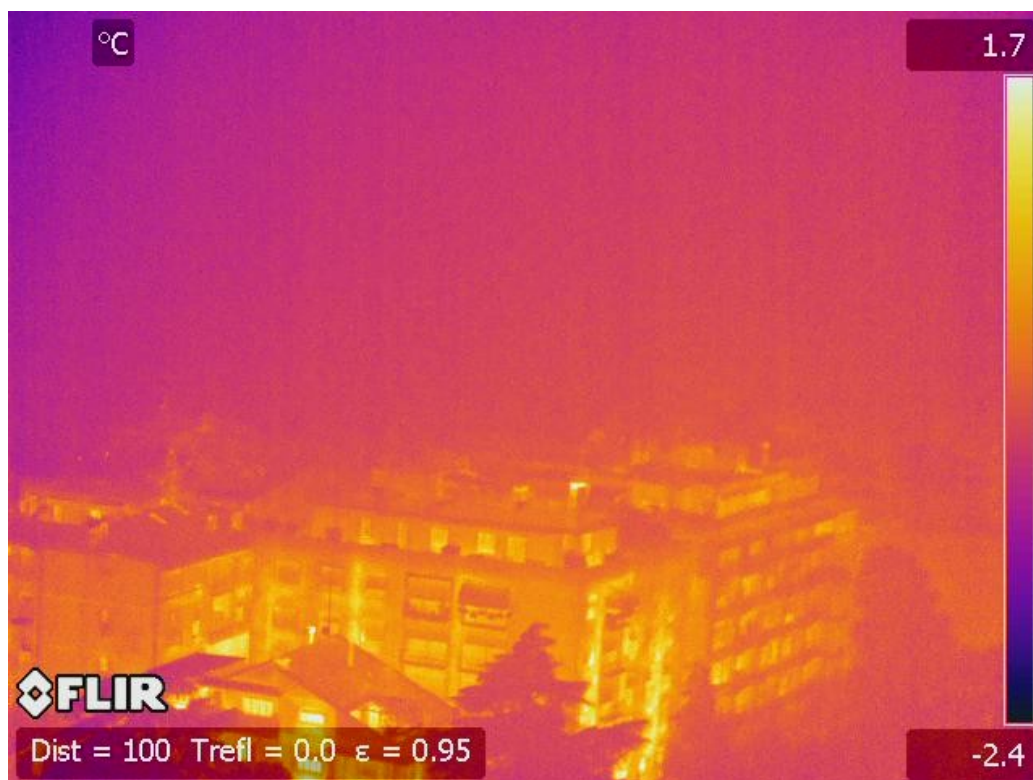


Figura 26: Termografie effettuate con termocamera terrestre dalla torre della Facoltà di Ingegneria in Bologna nel gennaio 2011: tra la prima immagine scattata in condizioni di cielo sereno, e la seconda, scattata con nebbia si nota un forte degrado dovuta a condizioni di forte assorbimento atmosferico.

All'interno della finestra 8-12 μm , gli effetti atmosferici influenzano prevalentemente il secondo termine dell'equazione 2.2.

Emissività spettrale delle superfici:

Il ruolo del terzo contributo nell'equazione (2.2) è legato alle caratteristiche della superficie e non a quelle dell'atmosfera: più grande è l'emissività, più piccolo è il contributo.

L'emissività della superficie terrestre, a differenza di quanto accade per le acque, può differire in modo significativo all'interno del singolo pixel in funzione della vegetazione, dell'umidità superficiale e della rugosità.

Per la maggior parte delle superfici vegetate, l'emissività nell'intervallo spettrale 8-12 μm ha valori compresi tra 0,95 e 0,99. Di conseguenza, il flusso riflesso di downwelling contribuisce solo in minima parte al segnale finale.

Per quanto riguarda l'emissività di superfici urbane esse hanno valori differenti, che spaziano da 0,87 a 0,98 (Appendice A), con la maggior parte dei valori che ricadono all'interno dell'intervallo 0,92-0,95. Purtroppo, le osservazioni dirette di emissività urbana disponibili, per migliorare la stima e la veridicità dei dati ottenuti, sono davvero poche. Inoltre, anche se alcuni progressi sono stati ottenuti nel recupero delle temperature superficiali terrestri, le ipotesi adottate non possono essere applicate nei casi in cui sia presente, anche nella piccola scala, una forte eterogeneità urbana.

2.1.3 Indeterminatezza della soluzione

La soluzione dell'equazione 2.2 è legata alla conoscenza di ε_λ : tutti i metodi di correzione atmosferica richiedono la conoscenza a *priori* del coefficiente di emissività spettrale della superficie investigata dal sensore per poter determinare la temperatura.

La correzione atmosferica è calcolata al fine di determinare la radianza della superficie; fissata l'emissività, l'unica incognita del problema è la temperatura superficiale T_S (o *LST*).

E' evidente come non sia possibile ricavare simultaneamente temperatura ed emissività a partire dalle equazioni 2.1 e 2.2 espresse nei paragrafi precedenti.

Per ciascun pixel dell'immagine, nelle N bande spettrali, di fatto possiamo scrivere l'inversione della legge di Planck avendo accortezza di sostituire in essa il valore di radianza corretto con un modello di trasferimento radiativo come quello riportato dall'equazione 2.2 o attraverso altri modelli di correzione atmosferica. Il numero delle incognite è però $N+1$, vale a dire N valori di emissività spettrale, uno in ciascuna banda, ed il valore di temperatura: il problema è reso dunque indeterminato da questa ambiguità.

L'indeterminatezza del problema deve dunque essere risolta fissando un "grado di vincolo" ad esempio in ε_λ . I diversi algoritmi proposti in letteratura per la definizione della *LST*, partono, oltre che dalla scelta del modello di trasferimento radiativo, dalla modellazione di valori stimati per l'emissività spettrale.

Come discusso da Wan e Dosier (1996), il successo di un algoritmo di *LST* dipende da:

- elevata precisione nella registrazione dell'emissività superficiale
- elevata precisione nel valutare gli effetti atmosferici
- la qualità dei dati termici include: la stabilità della funzione di risposta spettrale, il rapporto segnale/rumore, la risoluzione radiometrica e la precisione di calibrazione.

Tra questi aspetti è bene tenere in considerazione anche che i sensori satellitari osservano la superficie terrestre con geometrie di presa diverse, perciò le temperature di brillantezza stimate devono essere compensate per l'angolo di zenith. I diversi algoritmi di *LST* devono dunque tenere conto di questo effetto e fornire risultati che siano indipendenti dalla geometria di osservazione.

Si è già ricordato che l'emissività di una superficie varia principalmente in funzione della percentuale e della tipologia di copertura vegetativa, del contenuto di umidità nonché delle variazioni dell'angolo di presa (Wan e Dosier, 1996). La conoscenza approssimata di tali dati è quindi uno dei principali ostacoli, nonché fonte di errore, nella stima dell'*LST*.

Tuttavia è dimostrato che i cambiamenti per i terreni nudi in ambienti aridi e semi-aridi, per i quali la superficie del suolo è normalmente asciutta, non sono significativi nel breve periodo, a meno che non intervengano pioggia o neve.

Più delicato, al contrario, è il problema nello studio dell'ambiente urbano. Come vedremo successivamente, le temperature telerilevate dalle superfici urbane sono soggette a forti variazioni a causa dei modelli di riscaldamento differenziale creati dall'interazione fra Sole, superfici e configurazione geometrica dell'ambiente urbano. Le costruzioni urbane, in particolare, modificano le proprietà termiche della superficie, contribuendo alla formazione dell'isola di calore urbano in termini di albedo ed emissività. Densità distribuzioni di edifici creano un effetto "canyon" o "effetto di cavità", comunemente definito *canyoning urbano*, in cui le molteplici riflessioni interne derivanti dalla geometria della copertura urbana, riducono l'albedo aumentando l'emissività rispetto alle superfici di nudo terreno.

Si tenga presente che la validazione dei metodi di stima dell'*LST* necessita della conoscenza di un campo di dati di verità a terra (*ground true point*) da confrontare con quelli satellitari. Tuttavia, vi è una notevole mancanza di misure *hand - held* di buona qualità descrittive la temperatura della superficie terrestre.

Come sottolineato da Vazquez et al. nel '97, i problemi principali sono la difficoltà di sincronizzare l'acquisizione satellitare con i rilievi al suolo, e l'impossibilità di coprire una vasta gamma di condizioni atmosferiche.

2.2 Metodi per la determinazione della temperatura superficiale

Differenti considerazioni sull'equazione del trasferimento radiativo e differenti ipotesi semplificative sugli effetti atmosferici, unite alle caratteristiche dei differenti sensori disponibili, hanno portato alla formulazione di vari metodi per la determinazione della temperatura superficiale. Nel seguito ne è presentata una breve rassegna.

Essi possono distinguersi in metodi basati su una singola osservazione e metodi basati su più osservazioni, siano esse spettrali o direzionali.

Satellite-Sensore	Canale e banda spettrale [μm]		Risoluzione geometrica (al Nadir) [m]	Risoluzione radiometrica
METEOSAT-MVIRI	3	10,5 – 12,5	5000	8 bit
GMS-VISSR	3	10,5 – 11,5	5000	8 bit
	4	11,5 – 12,5	5000	8 bit
NOAA-AVHRR	4	10,3 – 11,3	1100	10 bit
	5	11,5 – 12,5	1100	10 bit
Envisat-AATSR	6	10,4 – 11,3	1000	12 bit
	7	11,5 – 12,5	1000	12 bit
TERRA-MODIS	29	8,40 – 8,70	1000	12 bit
	31	10,780 – 11,28	1000	12 bit
	32	11,77 – 12,27	1000	12 bit
	33	13,185 – 13,485	1000	12 bit
TERRA-ASTER	10	8,125 – 8,475	90	12 bit
	11	8,475 – 8,825	90	12 bit
	12	8,925 – 9,275	90	12 bit
	13	10,25 – 10,95	90	12 bit
	14	10,95 – 11,65	90	12 bit
Landsat-ETM+	6	10,4 – 12,5	60	8 bit

Tabella 8: Principali sensori operanti nel termico, fra gli 8-14 μm , usati per la determinazione della *LST* (Brivio et al.,2006).

Per alcuni di questi metodi è richiesta la conoscenza dei valori di emissività spettrale a priori, mentre per altri, che vengono comunemente nominati algoritmi di separazione emissività/temperatura, i valori di emissività spettrale vengono stimati attraverso algoritmi di correlazione tra le bande spettrali.

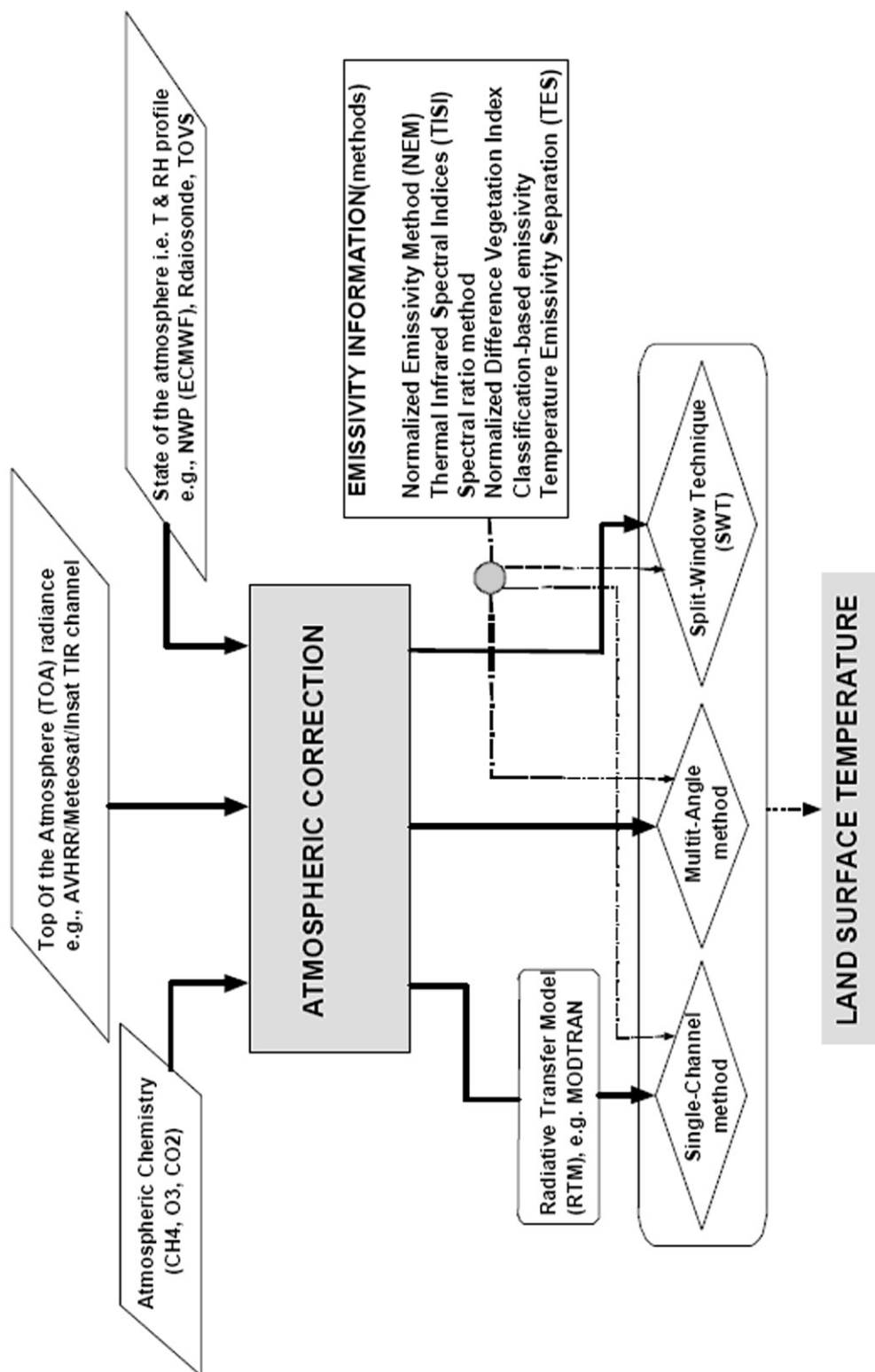


Figura 27: Schema dei principali metodi di determinazione della temperatura superficiale attraverso differenti metodi di correzione atmosferica.

Il primo passo per la determinazione della temperatura superficiale è la calibrazione radiometrica dei dati.

2.2.1 Calibrazione radiometrica dei dati

Prima di poter tradurre la radianza al sensore (*TOA*) in radianza alla superficie ed invertire così gli effetti dell'atmosfera sulla radiazione che l'ha attraversata per giungere al sensore, è necessario effettuare una calibrazione radiometrica dei dati. Possiamo riassumere brevemente il processo di acquisizione dei dati da parte dei sensori per il Telerilevamento in tre fasi successive:

- un sistema ottico convoglia e raccoglie l'energia raggiante verso il sensore. In questa prima fase si applicano delle operazioni di selezione (polarizzazione) e filtraggio (sulle lunghezze d'onda);
- l'effetto fotoelettrico prodotto dai fotoni incidenti sui rivelatori induce piccole correnti;
- questo segnale elettrico viene amplificato e trasformato in un numero indice *DN* (*Digital Numbers*). Questo numero corrisponde alla misura grezza eseguita dal sistema della quantità di energia elettromagnetica che ha raggiunto il sensore.

Questa corrispondenza può risultare alterata a causa di:

- degrado delle componenti ottiche;
- deriva delle caratteristiche degli amplificatori;
- perdita di informazioni nella fase di quantizzazione numerica;
- rumore indotto da diversi sistemi elettronici della piattaforma di osservazione.

Per ricavare informazioni quantitative sulle caratteristiche termiche della superficie, i numeri indice *DN* devono essere trasformati in grandezze fisiche che devono essere quanto più possibili indipendenti dalle cause di variabilità, quali il tipo di sensore che ha effettuato l'acquisizione, l'*IFOV*, l'orbita, ecc.

Questo è di fondamentale importanza perché idealmente, se si ripettesse l'acquisizione di uno stesso bersaglio, nelle medesime condizioni di illuminazione ed osservazione, con lo stesso sensore, non dovremmo poter osservare variazioni

dei valori di DN , cosicché ogni cambiamento sia imputabile a variazioni di caratteristiche del *target*.

Essendo l'obiettivo quello di ottenere misure di LST , cioè di un parametro fisico della superficie, è indispensabile conoscere l'esatta relazione che lega la radianza misurata, quindi l'energia raggiante che arriva al sensore, e le immagini fornite dal sistema di osservazione..

La calibrazione dei dati, cioè la trasformazione dei valori di DN in unità fisiche, non è da confondersi con la calibrazione del sensore, cioè la ricerca della relazione quantitativa tra la risposta del rivelatore e l'energia incidente sulla sua superficie.

Il flusso radiante raccolto dal sensore all'interno dell' $IFOV$ altro non è che l'integrale della radianza superficiale calcolato sui contributi di area dA sottesi dall'angolo solido $d\omega$, alle lunghezze d'onda di ciascuna banda spettrale in cui acquisisce il sensore.

Ipotizziamo che l'energia sia distribuita uniformemente e che quindi la radianza L sia costante sulla superficie A dell'intera cella di risoluzione associata al pixel e al suo DN ; il numero indice DN è una funzione della sola radianza spettrale $L(\lambda)$ e della risposta caratteristica del sistema $\Gamma(\lambda)$ (Brivio et al., 2006):

$$DN = f(L(\lambda), \Gamma(\lambda)) = \beta + \gamma_0 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \gamma(\lambda) L(\lambda) d\lambda \quad (2.3)$$

dove:

DN = numero indice in uscita dal sistema (*conteggio numerico*);

$\gamma(\lambda)$ = risposta spettrale relativa (*adimensionale*);

γ_0 = picco della funzione $\gamma(\lambda)$ (*conteggio numerico / $Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$*);

$L(\lambda)$ = radianza spettrale (*$Wm^{-2}\mu m^{-1}sr^{-1}$*);

β = costante (*conteggio numerico*);

La costante β prende il nome di *offset* e tiene conto degli effetti *dark current* che presentano i dispositivi di acquisizione: anche in presenza di un segnale in ingresso nullo ($L=0$) vi è la possibilità che si generi un piccolo segnale elettrico in

uscita non nullo dovuto all'imperfetto svuotamento del registro di scorrimento nel sensore.

Per il sensore ideale, la risposta spettrale relativa $\gamma(\lambda)$ è un'onda quadra, che assume il valore 1 nell'intervallo $\lambda_1 - \lambda_2$ e 0 altrove.

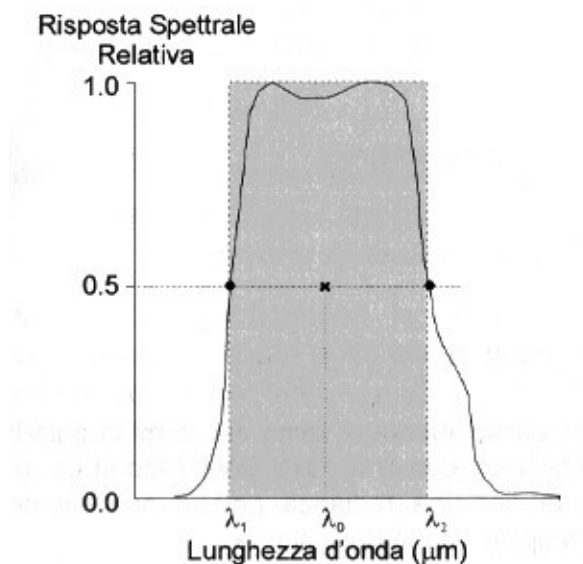


Figura 28: Risposta spettrale relativa di un sensore. Confronto tra la funzione $\gamma(\lambda)$ per un sensore reale ed ideale (in grigio).

La relazione 2.3 diventa:

$$DN = \beta + \gamma_0 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L(\lambda) d\lambda$$

ed indicando con:

$$L = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L(\lambda) d\lambda$$

Si ottiene:

$$DN = \beta + \gamma_0 L \quad (2.4)$$

Questa relazione, invertita, viene utilizzata nella fase di calibrazione radiometrica dei dati per ricavare i valori di radianza dai DN dei pixel dell'immagine:

$$L = \frac{DN - \beta}{\gamma_0} = gDN + b \quad (2.5)$$

dove:

DN = numero indice del pixel (*conteggio numerico*);

L = radianza misurata ($Wm^{-2}sr^{-1}$)

g = costante di calibrazione ($Wm^{-2}sr^{-1}/$ *conteggio numerico*)

b = costante di calibrazione ($Wm^{-2}sr^{-1}$)

In questo schema si è assunto, come solitamente avviene, che la risposta dei detector sia lineare rispetto alla radiazione incidente. In questo modo, noti i parametri di calibrazione (per i differenti sensori) è semplice ricavare i valori di radianza a partire dai DN di ciascun pixel dell'immagine.

La pendenza g della retta è detta *guadagno* (*gain*), mentre il parametro b è detto *offset*.

Più specificamente, la risposta spettrale relativa assume diverse forme in funzione del tipo di sensore e la relazione tra DN e L , essendo più complessa, viene stimata ai minimi quadrati (Brivio et al., 2006).

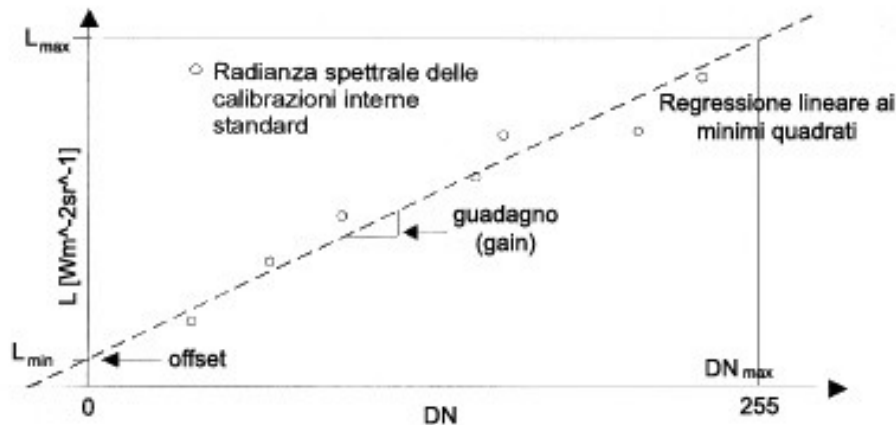


Figura 29: Esempio di calibrazione dei dati su di un canale adottando il processo lineare di stima ai minimi quadrati.

Invece dell'equazione 2.5, per la calibrazione dei dati spesso si utilizza una relazione differente, che possiamo scrivere come:

$$L(\lambda_0) = \left(\frac{L_{max,\lambda_0} - L_{min,\lambda_0}}{DN_{max}} \right) DN + L_{min,\lambda_0} \quad [Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}]$$

dove:

$L(\lambda_0)$ = radianza spettrale alla lunghezza d'onda di centro banda;

DN = numero indice del pixel (*conteggio numerico*);

L_{min,λ_0} = radianza spettrale per $DN=0$;

L_{max,λ_0} = radianza spettrale per $DN=max$ (es. 255 per risoluzione radiometrica 8 bit o 1023 a 10 bit);

$DN=max$ = massimo valore di DN per un dato sensore.

Le costanti di calibrazione (offset e guadagno) per i sensori che operano sia da aereo che da satellite sono reperibili direttamente presso i distributori dei sensori oppure presso le agenzie che gestiscono i satelliti. I parametri di calibrazione possono variare nel tempo rispetto a quelli nominali forniti all'atto della messa in orbita delle piattaforme.

Le fasi di *calibrazione del sensore*, menzionate in precedenza, per la determinazione dei parametri di guadagno ed offset, sono principalmente tre:

- *pre-flight*, calibrazione di tipo assoluto effettuata a terra prima della messa in orbita delle piattaforme da parte delle società che producono i sensori. I parametri di calibrazione così ottenuti sono quelli nominali.

Nel caso dei sensori che lavorano nel termico, la calibrazione in laboratorio viene effettuata con l'ausilio di corpi neri esterni che emettano radianza nota e con dimensioni sufficienti a comprendere l'intero *FOV* del sensore. Si utilizzano allo scopo materiali con coefficienti di emissività vicino ad uno, quali ad esempio, il tungsteno. L'ambiente è solitamente mantenuto a temperatura costante come pure il rilevatore, di solito molto inferiore a quella ambientale (circa 70 °K);

- *in-flight*, calibrazione relativa eseguita a bordo del satellite su riferimenti standard, ad ogni rotazione completa del prisma del sistema ottico (par. 1.4.3);
- *vicaria*, calibrazione di aggiornamento realizzata con campagne di misura a terra o da aereo su target particolari (es. superficie desertica) nell'istante del passaggio del satellite.

2.2.2 Metodi basati su osservazione singola

I metodi basati su osservazione singola utilizzano, per ricavare la temperatura superficiale e correggere gli effetti atmosferici, le misure di radianza acquisite in una sola banda spettrale, o canale, posizionata entro la finestra atmosferica dell'IR termico.

Questi metodi quindi si possono applicare anche con sensori che hanno un'unica banda spettrale nell'IR termico, quali, ad esempio il Landsat (*TM6* o *ETM6*).

Questi metodi richiedono la conoscenza accurata dei parametri atmosferici descritti diffusamente nei precedenti paragrafi.

Il presupposto su cui si fondano gli algoritmi basati su osservazione singola è l'osservazione, verificata in letteratura (Qin et al., 2001) dell'andamento quasi - lineare della variazione di temperatura con la radianza per range di temperatura ristretti ($< 15 \text{ }^\circ\text{K}$), per una lunghezza d'onda specifica.

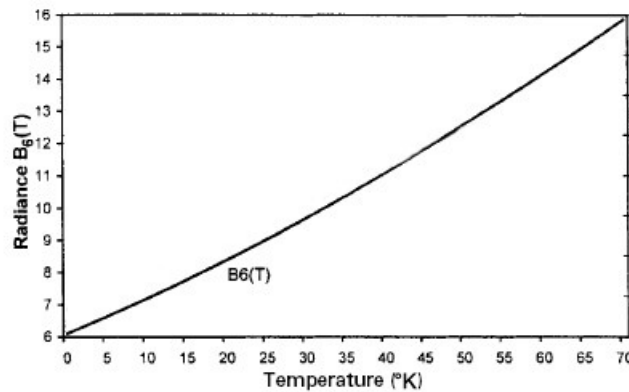


Figura 30: Variazione della radianza valutata con la legge di Planck rispetto alla temperatura per il sensore Landsat TM6 (Qin et al., 2001).

E' dunque possibile linearizzare la legge di Planck, cioè il legame tra radianza e temperatura, operando con Taylor arrestato al primo ordine, ad ottenere:

$$B(T) = a + bT \quad (2.6)$$

dove a e b sono costanti dipendenti dalle caratteristiche dell'atmosfera.

Ora è possibile valutare la temperatura superficiale T_S nell'ipotesi di trascurare la geometria di presa, con la formula:

$$T_S = \frac{B - CT_a + D}{A} \quad (2.7)$$

Dove:

$$A = a\varepsilon\tau$$

$$B = aT + b\varepsilon\tau - b$$

$$C = (1 - \tau)[1 + (1 - \varepsilon)\tau]a$$

$$D = (1 - \tau)[1 + (1 - \varepsilon)\tau]b$$

I parametri incogniti di questo problema sono:

ε = emissività;

τ = trasmittanza atmosferica.

T_a = temperatura media effettiva atmosferica ($^{\circ}K$)

Per la determinazione della T_a , temperatura media effettiva atmosferica è possibile come visto (par. 2.1.2) utilizzare dati misurati da radiosonde, oppure utilizzare funzioni empiriche legate alla temperatura dell'aria misurata in prossimità della superficie (T_o), spesso intendendo una distanza pari a 2 m, e alla quota di volo della piattaforma, relativamente a differenti profili standard di atmosfera (valutati ad es. col *Modtran*).

La determinazione della trasmittanza τ_i può avvenire con modelli empirici, modelli fisici di atmosfera (es. *MODTRAN4*, *6S*, *FLAASH*) o attraverso semplici correlazioni (lineari o quadratiche) con il contenuto di vapor d'acqua nell'atmosfera.

Vediamo alcuni algoritmi basati su singola osservazione presentati in letteratura.

Mono-Window algorithm (Qin et al., 2001):

Al fine di evitare la dipendenza dal radiosondaggio per la determinazione dei parametri caratteristici dell'atmosfera da inserire nell'equazione di trasferimento radiativo (*RTE*), Qin et al. (2001) ha sviluppato il seguente algoritmo in singola banda per ottenere la *LST* da TM6:

$$T_s = \frac{1}{C} [a(1 - C - D) + b(1 - C - D) + C + D] T_{sensore} + DT_a]$$

con:

$$C = \varepsilon\tau$$

$$D = (1 - \tau)[1 + (1 - \varepsilon)\tau]$$

$$a = -67,3553351$$

$$b = 0,458606$$

e dove:

ε = emissività;

τ = trasmittanza atmosferica.

$T_{sensore}$ = temperatura di brillantezza al sensore ($^{\circ}K$)

T_a = temperatura media effettiva atmosferica ($^{\circ}K$), valutata come:

$$T_a = 16,0110 + 0,92621T_o$$

T_o è la temperatura dell'aria misurata in prossimità della superficie. Qin et al. stimarono inoltre la trasmittanza atmosferica a partire dalla conoscenza del contenuto atmosferico di vapor d'acqua w , in un intervallo compreso tra 0,4 – 1,6 g/cm^2 in accordo alla:

$$\tau = 0,974290 - 0,08007w \quad (T_o \text{ elevato})$$

$$\tau = 0,982007 - 0,09611w \quad (T_o \text{ basso})$$

Single-channel methods (Jiménez et al., 2003):

Questo algoritmo proposto da Jiménez - Muños e Sobrino nel 2003 generalizza il metodo a singolo canale per la determinazione della LST da ogni banda spettrale dell'IR termico. La temperatura superficiale può essere valutata da:

$$T_S = \gamma[\varepsilon^{-1}(\psi_1 L_{sensore} + \psi_2) + \psi_3] + \delta$$

con:

$$\gamma = \left\{ \frac{c_2 L_{sensore}}{T_{sensore}^2} \left[\frac{\lambda^4}{c_1} L_{sensore} + \lambda^{-1} \right] \right\}^{-1}$$

$$\delta = -\gamma L_{sensore} + T_{sensore}$$

dove:

ε = emissività spettrale alla lunghezza d'onda λ ,

$$c_1 = 1,19104 \times 10^8 \text{ (} W \mu m^4 m^{-2} sr^{-1} \text{)}$$

$$c_2 = 14387,7 \text{ (} \mu m K \text{)}.$$

$T_{sensore}$ = temperatura di brillantezza al sensore ($^{\circ}K$)

$L_{sensore}$ = radianza al sensore ($W \mu m^{-1} m^{-2} sr^{-1}$)

Le funzioni atmosferiche ψ_1 , ψ_2 , ψ_3 si ottengono come funzioni del contenuto totale di vapor acqueo in atmosfera (w) in accordo con le seguenti equazioni, particolarizzate nel caso del dato *TM6*:

$$\psi_1 = 0,14714w^2 - 0,15583w + 1,1234$$

$$\psi_2 = -1,1836w^2 - 0,37607w - 0,52894$$

$$\psi_3 = -0,04554w^2 + 1,8719w - 0,39071$$

2.2.3 Metodi basati su osservazioni spettrali multiple: *split-window*

Questi metodi si basano sulla presenza di osservazioni spettrali multiple entro la finestra 8-14 μm . La presenza di più bande nella finestra spettrale dell'*IR* termico, serve per correggere gli effetti dell'atmosfera sulle misure di radianza acquisite dal sensore, sfruttando le proprietà di assorbimento differenziale da parte dell'atmosfera in due o più bande differenti all'interno della stessa finestra atmosferica.

Il metodo può assumere linearità in considerazione della buona approssimazione con cui viene linearizzata la legge di Planck di variazione della radianza con la temperatura, come visto al par. 2.2.1.

Indicando con i l'indice di banda, l'equazione 2.6 diventa:

$$B_i(T_i) = a_i T_i + b_i \quad i = 1, 2, 3, \dots n$$

La formulazione base ($i=1,2$) dell'algoritmo di *split-window* prevede allora, per la determinazione della T_s , la soluzione di questo sistema:

$$\begin{cases} A_1 T_s = B_1 - C_1 T_a + D_1 \\ A_2 T_s = B_2 - C_2 T_a + D_2 \end{cases} \rightarrow T_s = \frac{C_2(B_1 + D_1) - C_1(B_2 + D_2)}{C_2 A_1 - C_1 A_2} \quad (2.8)$$

con:

$$A = a_i \varepsilon_i \tau_i$$

$$B = a_i T_i + b_i \varepsilon_i \tau_i - b_i$$

$$C = (1 - \tau_i)[1 + (1 - \varepsilon_i)\tau_i]a_i$$

$$D = (1 - \tau_i)[1 + (1 - \varepsilon_i)\tau_i]b_i$$

dove:

T_i = temperatura di brillantezza al sensore ($^{\circ}K$) nell' i -esimo canale;

a_i, b_i = costanti dipendenti dalle caratteristiche dell'atmosfera relativamente alla banda i -esima.

I parametri incogniti di questo problema sono:

ε_i = emissività dell' i -esima banda (nell'esempio 2 parametri);

τ_i = trasmittanza atmosferica nell' i -esima banda (nell'esempio 2 parametri)

La T_a , temperatura media effettiva atmosferica ($^{\circ}K$) non è più un parametro del problema, perché risolto nell'equazione (2.8). La determinazione della trasmittività τ_i può avvenire con modelli empirici, modelli fisici di atmosfera (es. *MODTRAN4*, *6S*, *FLAASH*) o attraverso semplici correlazioni (lineari o quadratiche) con il contenuto di vapor d'acqua nell'atmosfera.

Alcuni autori propongono formulazioni alternative più semplici, che vedono la *LST* ottenuta combinando linearmente le temperature radiometriche misurate su ciascuna banda.

Un esempio di tale formulazione nell'ipotesi di considerare due canali è la seguente (Brivio et al., 2006):

$$T_S = T_{b1} + a(T_{b1} - T_{b2}) + b$$

ove:

T_S = temperatura della superficie ($^{\circ}K$)

T_{b1} = temperatura radiometrica del canale più trasparente ($^{\circ}K$);

T_{b2} = temperatura radiometrica del secondo canale ($^{\circ}K$);

a = coefficiente legato alla trasmittanza del vapor acqueo in entrambi i canali;

b = costante che tiene conto dell'emissività delle superfici e dell'attenuazione prodotta da CO_2 ed *aerosol*.

Come spesso accade per le formulazioni empiriche però, i coefficienti degli algoritmi di *split-window* hanno validità per situazioni analoghe a quelle dei dati dai quali sono stati derivati attraverso regressioni statistiche. Per grandi scostamenti delle condizioni di emissività e vapor acqueo analizzati, si originano errori rilevanti, tanto da rendere inadeguata una relazione di tipo lineare tra le temperature di radianza nelle differenti bande. Si usano a tal proposito formulazioni non lineari di tipo quadratico; alcune combinazioni sono proposte anche nella tabella 9.

Autore	Formulazione
Price, 1984	$T_S = a_0 + a_1 T_i + a_2 (T_i - T_j) - a_3 (T_i - T_j)(1 - \varepsilon) + a_4 T_j \Delta \varepsilon$
Prata and Platt, 1991	$T_S = a_0 + a_1 \frac{T_i}{\varepsilon} + a_2 \frac{T_j}{\varepsilon} + a_3 \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon}$
Vidal 1991	$T_S = a_0 + a_1 T_i + a_2 (T_i - T_j) - a_3 \frac{(1 - \varepsilon)}{\varepsilon} + a_4 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon}$
Ulivieri et al., 1992	$T_S = a_0 + a_1 T_i + a_2 (T_i - T_j) - a_3 (1 - \varepsilon) + a_4 \Delta \varepsilon$
Sobrino et al., 1993	$T_S = a_0 + a_1 T_i + a_2 (T_i - T_j) - a_3 (T_i - T_j)^2 + a_4 (1 - \varepsilon) + a_5 \Delta \varepsilon$
Sobrino et al., 1994	$T_S = a_0 + a_1 T_i + a_2 (T_i - T_j) - a_3 \varepsilon + a_4 \frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon}$
Colle et al., 1998	$T_S = T_i + a_0 + a_1 (T_i - T_j) + a_2 (T_i - T_j)^2 - a_3 (1 - \varepsilon) + a_4 \Delta \varepsilon$

Tabella 9: Differenti formulazioni di algoritmi Split-Window in letteratura. ε rappresenta l'emissività media nei canali i-esimo e j-esimo, mentre $\Delta \varepsilon$ è la differenza di emissività tra i due canali.

Come già ricordato, i satelliti con sensori nel *TIR* hanno scarsa risoluzione spaziale e questo si ripercuote sulla determinazione accurata di *LST*, come di ε . Per tenere conto degli effetti di mistura dei pixel, è stato proposto un metodo (Brivio et al., 2006) che si basa sul calcolo della temperatura del suolo nudo e della vegetazione separatamente, per poi ricombinarli attribuendogli un peso grazie alla relazione:

$$T_S = P_{Vg} T_{Vg} + (1 - P_{Vg}) T_{Sn}$$

dove T_{Vg} e T_{Sn} si riferiscono alla vegetazione (Vg) ed al suolo nudo (Sn) e si ottengono, ad esempio nel caso del sensore *AVHRR*, da:

$$\begin{cases} T_{Vg} = T_{b_4} + 2,6(T_{b_4} - T_{b_5}) - 2,4 \\ T_{Vg} = T_{b_4} + 2,1(T_{b_4} - T_{b_5}) - 3,1 \end{cases}$$

Il peso P_{Vg} rappresenta una frazione di vegetazione all'interno della cella di risoluzione ed è calcolato, pixel per pixel, attraverso l'indice *NDVI* (*Normalized Difference Vegetation Index*):

$$P_{Vg} = \frac{NDVI - NDVI_{Sn}}{NDVI - NDVI_{Vg}}$$

dove chiaramente $NDVI_{Vg}$ e $NDVI_{Sn}$ rappresentano i valori di massimo e minimo di *NDVI* nell'area di studio.

2.2.4 Metodi basati su osservazioni angolari multiple

Assumendo l'ipotesi che l'atmosfera venga considerata spazialmente uniforme, il metodo multiangolare sfrutta l'assorbimento differenziale che si presenta in atmosfera quando la stessa superficie viene osservata sotto differenti angoli nella stessa banda spettrale e dovute al non uniforme spessore di atmosfera "visto" dal sensore.

Questo tipo di osservazione si può ottenere:

- in post-processing, con un singolo satellite, sfruttando il ricoprimento che si origina attraverso la geometria della strisciata, tipicamente presente nei satelliti a bassa risoluzione spaziale;
- simultaneamente con diversi satelliti (ad esempio Meteosat e Tiros-N).

Una possibile formulazione (Brivio et al., 2006) basata su osservazioni con due angoli è:

$$T_S = T_n + \frac{a_0}{a_2}(T_n - T_f) - \frac{a_0 a_1}{a_2}(T_{An} - T_{Af}) - \left(1 + \frac{a_0 - a_1}{a_2}\right) P_n$$

dove i pedici n ed f individuano la geometria di presa nadirale e in avanti (*forward*). Le costanti a_0 , a_1 , a_2 sono funzioni di ε e τ .

Il termine P_n ha le dimensioni di una temperatura; la sua applicazione richiede la conoscenza delle variazioni angolari dell'emissività delle superfici, che si possono ottenere con misure al suolo tramite goniometri.

2.2.5 Metodi della separazione temperatura-emissività: TES

Il metodo *TES* (*Temperature-Emissivity Separation*), sviluppato da Gillespie et al. (1998) è utilizzato per ottenere i Prodotti Standard di *LST* ed *LSE* (*Land Surface Emissivity*) da dati *ASTER*.

- AST_08: che mostra la temperatura superficiale cinetica;
- AST_05: che mostra l'emissività per le cinque bande *TIR*.

Questo algoritmo permette di determinare il valore assoluto dell'emissività spettrale utilizzando le misure eseguite in N bande (almeno 4, meglio 5) spettrali dell'*IR* termico. Esso combina in successione tre moduli differenti:

- *Modulo emissività normalizzata (NEM - Normalized Emissivity Method)*

Si pongono inizialmente le emissività spettrali (ε_i) nelle N bande pari ad una costante, usualmente 0,96-0,97, per calcolare le N temperature (T_i).

Utilizzare un valore per $\varepsilon_i(\lambda)$ pari a 0,97 (Gillespie et al., 1998) assicura per tutte le superfici osservate (suolo nudo, vegetazione, acqua, roccia, ecc.) una emissività compresa entro:

$$\varepsilon_i(\lambda) = 0,97 \pm 0,03$$

A questo punto si assume per ogni pixel che il massimo (T_i^{max}) fra le N temperature così ottenute coincida proprio con la temperatura di superficie (T_s) e questo valore viene perciò utilizzato per calcolare le emissività nelle altre $N-1$ bande. Questi nuovi valori di emissività permettono il calcolo delle temperature.

- *Modulo Rapporto Spettrale (RATIO method)*

Le temperature ottenute col *NEM* sono utilizzate per valutare i rapporti di emissività come mostrato:

$$\beta_i = \frac{L_i \overline{M(T)}}{\overline{L} M_i(T)}$$

essendo

$$\overline{L} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N L_i \qquad \overline{M(T)} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N M_i(T)$$

Per valori di emissività compresi tra 0,7 ed 1, questi rapporti β_i risultano solitamente compresi tra 0,7 ed 1,4.

- *Modulo differenza Massimo-Minimo (MMD – Max-Min Difference)*

Con questo modulo si valuta la differenza tra al massimo ed il minimo valore dei rapporti β_i secondo l'espressione:

$$MMD = \max(\beta_i) - \min(\beta_i)$$

Questa espressione è legata ad una relazione semi – empirica ricavata per regressione da emissività misurate in laboratorio e sul terreno in questo modo:

$$\varepsilon_{min} = 0,994 - 0,687(MMD)^{0,737}$$

Il valore ε_{min} così ottenuto, permette di determinare l'emissività ε_i in tutte le bande spettrali, pixel per pixel con la relazione:

$$\varepsilon_i = \beta_i \left(\frac{\varepsilon_{min}}{\min(\beta_i)} \right)$$

Al termine del processo è possibile effettuare una iterazione conclusiva eliminando l'irradianza dell'atmosfera $L_{i,atm}^{\downarrow}$ (*downwelling irradiance*), che rimane il fattore più critico del processo di estrazione della *LST*, si ritorna a valutare l'emissività nota T_i^{max} , si calcolano nuovamente i rapporti spettrali ed infine si applica nuovamente il modulo *MMD*.

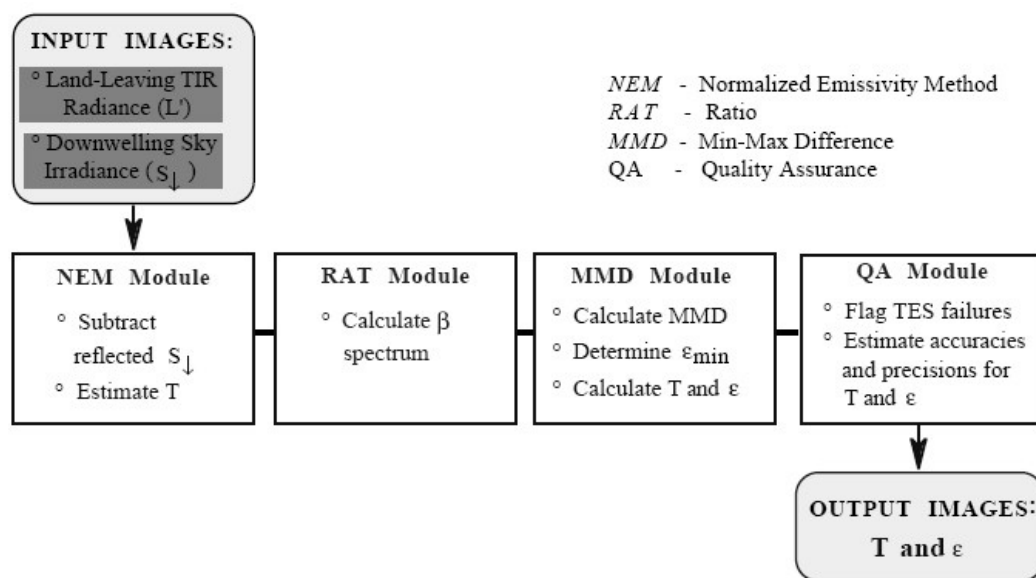


Figura 30: Design di base dell'algoritmo *TES* – *Temperature-Emissivity Separation*.

2.3 Stima dell'emissività superficiale dalla tipologia di copertura a terra

La determinazione corretta della temperatura superficiale è vincolata ad una accurata conoscenza dell'emissività superficiale (*LSE* – *Land Surface Emissivity*). Come noto dai paragrafi precedenti, spesso, avendo a disposizione una sola banda spettrale nell'*IR* termico, è impossibile applicare l'algoritmo di separazione temperatura-emissività *TES*, perciò è necessario porsi il problema di come stimare il valore di emissività da attribuire ad ogni singolo pixel dell'immagine, volendo utilizzare gli algoritmi visti per determinare *LST*.

Una possibile alternativa al *TES* potrebbe essere quella di ottenere un'immagine *LSE* da una classificazione, in cui è assunto un valore di emissione per ciascuna classe. Tuttavia, questo spesso risulta poco operativo, perché è necessaria una buona conoscenza dell'area di studio e di misure di emissività sulle superfici

rappresentanti le varie classi, coerenti con l'intervallo di tempo in cui il satellite effettua l'acquisizione (questo perché, ad esempio, la copertura vegetale delle aree agricole potrebbe cambiare con il tempo).

Detto questo allora, tenendo conto che, come già indicato per la temperatura, può essere importante nella stima dell'emissività, considerare gli effetti di mistura del pixel, l'emissività della cella di risoluzione può essere determinata come contributo delle differenti componenti che afferiscono al pixel secondo le loro proporzioni.

Tra le più utilizzate in letteratura vi sono stime che tengono conto dell'indice *NDVI* (*Normalized Difference Vegetation Index*), in considerazione del fatto che vegetazione e suoli sono le principali coperture delle superfici oggetto di osservazione per la componente terrestre.

Tra i numerosi proposti in letteratura, consideriamo il “*metodo delle soglie NDVI*” (Sobrino et al.2004): Il metodo proposto ottiene i valori di emissività dai valori dell'indice *NDVI*, considerando range diversi:

a. $NDVI < 0,2$

In questo caso il pixel è considerato come suolo nudo e l'emissività è ottenuta dai valori di riflettività nella regione del rosso.

b. $NDVI < 0,5$

I pixel che presentano valori di *NDVI* superiori a 0,5 sono considerati come densa vegetazione, e quindi per essi si assume un valore costante di emissività in genere pari a 0,99.

c. $0,2 \leq NDVI \leq 0,5$

In questo caso, il pixel è composto da una miscela di suolo nudo e vegetazione, e l'emissività è calcolato secondo la seguente equazione:

$$\varepsilon = \varepsilon_V P_V + \varepsilon_S (1 + P_V) + d\varepsilon \quad (2.9)$$

dove ε_V ed ε_S sono rispettivamente l'emissività di vegetazione e terreno (*soil*); P_V è la *vegetation cover fraction*, ovvero la frazione di copertura vegetale di ogni pixel dell'immagine, ottenuta in accordo a (Carlson & Ripley, 1997):

$$P_V = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2$$

dove:

$$NDVI_{max} = 0,5$$

$$NDVI_{min} = 0,2$$

Il termine $d\varepsilon$ nell'equazione 2.9, che non compare nella formulazione operativa proposta da Valor & Caselles (1996), include l'effetto della distribuzione geometrica delle superfici naturali e anche i riflessi interni. Per le superfici piane, questo termine è trascurabile, ma per superfici eterogenee e ruvide, come si presenta ad esempio la foresta, questo termine può raggiungere un valore pari al 2% sul totale (Sobrino, 1989). Una buona approssimazione per questo termine può essere data da:

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_s)(1 - P_V)F\varepsilon_V$$

dove F è un fattore di forma (Sobrino et al., 1990) il cui valor medio, assumendo diverse distribuzioni geometriche, è circa 0,55.

I valori di ε_V ed ε_s possono essere calcolati secondo la seguente relazione, valida per aree ampie ed omogenee (Van de Griend et al., 1993):

$$\varepsilon = 1,0094 + 0,047 \ln(NDVI)$$

2.4 Parametri esterni che influenzano la determinazione della LST

2.4.1 Considerazioni sull'inquinamento atmosferico

Nonostante molti ricercatori ritengano che la presenza di solidi e liquidi atmosferici (*aerosol*) non svolgano un ruolo importante nella determinazione della LST, alcuni autori riportano in letteratura come la presenza di aerosol possa attenuare parte dell'energia emessa dalla Terra e possa ridurre la temperatura radiativa registrata da satellite. Sulla base di tali considerazioni si giunge a

ipotizzare che l'inquinamento atmosferico costituisca una sorta di “coperta termica”, il cui effetto è quello di diminuire la temperatura apparente o al satellite. Questo “effetto serra” locale, chiamato “*effetto di screening*”, grazie ad una diminuzione della temperatura apparente, consente di individuare e delineare le aree in cui sono presenti alti carichi di inquinamento: un esempio in letteratura è lo studio della densità di inquinanti nella città di Atene mediante l'utilizzo di immagini Landsat (Sifakis, 1998).

Come discusso da Gomes (2008), l'aerosol in aree urbane riduce, in misura significativa (valori tipo possono aggirarsi attorno a -30 Wm^{-2}), l'energia solare che raggiunge la superficie, principalmente attraverso l'assorbimento della radiazione solare nell'atmosfera. Nello strato atmosferico superiore (*TOA*), il contributo dovuto all'aerosol può anche risultare positivo. Ciò conferma che l'effetto locale dell'aerosol nell'atmosfera urbana è principalmente dovuto all'assorbimento.

Anche se nessuna correlazione lo ha ancora confermato, è chiaro che un aumento delle concentrazioni di inquinanti nell'atmosfera urbana tenderà a diminuire la temperatura apparente al satellite secondo un meccanismo di attenuazione.

Un modello proposto in letteratura (Sifakis et al., 1992) per quantificare l'effetto di screening associato alla presenza di aerosol atmosferico attraverso le variazioni di temperatura radiante (ΔT) a livello di pixel su immagini satellitari Landsat è dato dalla:

$$\Delta T = T_1 - T_2 = TE_1 - TE_2 + \Delta T_{a1} - \Delta T_{a2} + \Delta T_{g1} - \Delta T_{g2}$$

dove:

T_1, T_2 = sono le temperature radianti osservate su due immagini;

TE_1, TE_2 = sono le temperature radianti del target al momento dell'acquisizione delle immagini;

$\Delta T_{a1}, \Delta T_{a2}$ = sono le variazioni locali della temperatura radiante dovute alla presenza dell'aerosol;

$\Delta T_{g1}, \Delta T_{g2}$ = sono le variazioni della temperatura radiante dovute al cambiamento della concentrazione dei gas.

Studi hanno mostrato che il valore di ΔT potrebbe raggiungere, nel caso di forte inquinamento, valori anche maggiori di 4-5 °K.

È bene perciò prestare notevole attenzione quando si cerca di interpretare valori di temperature radiative al satellite di aree inquinate, in particolare nel caso di aree urbane, soprattutto in presenza di considerevoli fluttuazioni nella distribuzione orizzontale dell'inquinamento atmosferico.

2.4.1 Considerazioni sulla pendenza topografica e sull'esposizione

La topografia e l'albedo di una superficie possono produrre un effetto significativo su di un'immagine termica perché entrambi influenzano l'ammontare complessivo dell'energia disponibile per il riscaldamento.

Alti valori di albedo indicano una maggiore riflessione e conseguentemente una riduzione dell'energia disponibile alla produzione di calore, così le superfici chiare rimangono più fredde rispetto a quelle scure. Entrambi gli effetti sono più evidenti nelle immagini termiche acquisite durante il giorno, persistendo comunque anche nelle immagini notturne.

L'esposizione è altrettanto importante, basti pensare al fatto che il versante sud nell'emisfero settentrionale riceve un flusso di irraggiamento maggiore rispetto alle pendici orientate a nord.

In figura 31, la parte ombreggiata è stata calcolata sulla base di un modello digitale del terreno, ed essa dipende dall'angolo di incidenza della radiazione solare ovvero dal coseno dell'angolo compreso tra la normale alla superficie e il raggio solare. Il suo valore è compreso tra 0 e 1, dove con 1 si indica il massimo flusso di calore possibile. È evidente che, per ogni dato pixel, a seconda della sua posizione rispetto alla topografia locale, la quantità di irraggiamento solare può variare rispetto a quello ricevuto dal pixel adiacente, e cambiare durante il giorno.

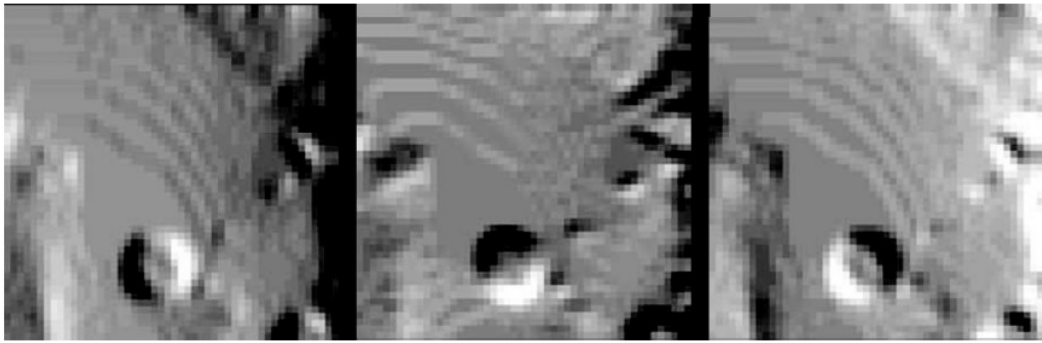


Figura 31: Esempio del cambiamento dell'irraggiamento solare durante il giorno, a seconda della pendenza topografica. L'elemento circolare è una calotta di riolite di circa 1 km di diametro, situata nella zona orientale della California. L'incremento della luminosità indica un maggior irraggiamento solare, il che si dovrebbe tradurre in un aumento delle temperature superficiali recuperate dalle immagini termiche. Da sinistra a destra: un'ora dopo il tramonto, 6 ore dopo l'alba/7 ore prima del tramonto, e 4 ore prima del tramonto. È da notare la migrazione delle alte temperature della cupola da est, attraverso sud-est, fino a sud-ovest (Quattrochi et al., 2009).

Questo effetto si traduce in zone limitrofe più calde o più fredde all'interno dell'immagine termica, come mostrato dalla figura seguente. Questa immagine mostra una forte pendenza topografica ed un altrettanto marcato effetto di esposizione, che può essere rimosso dopo un'adeguata procedura di image processing, come descritto da Coolbaugh et al. (2007).

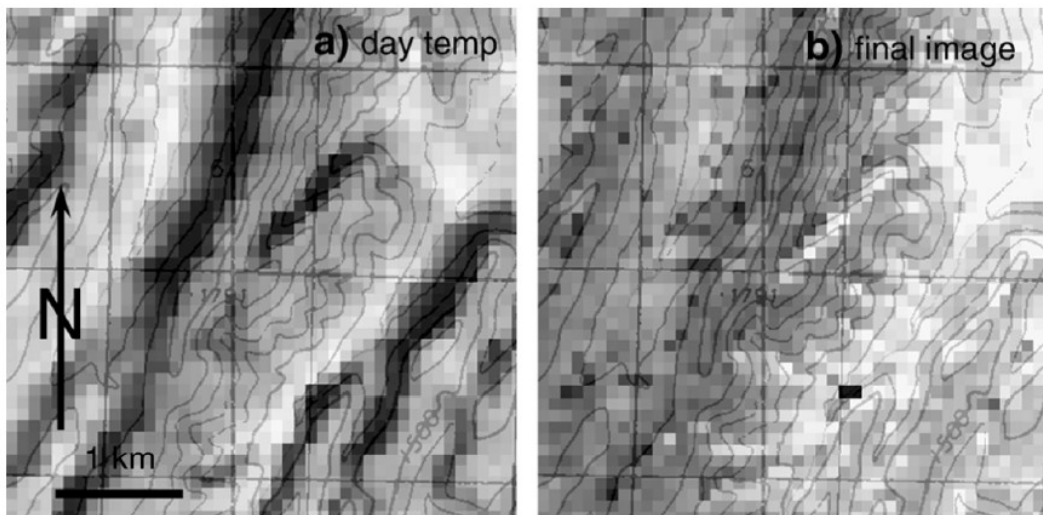


Figura 32: La figura mostra l'effetto causato dalla pendenza topografica in una immagine termica diurna. Le aree più chiare indicano temperature superficiali superiori. L'immagine a sinistra mostra la temperatura superficiale cinetica (AST_08) mentre a destra notiamo la medesima immagine processata con la correzione della pendenza topografica e l'esposizione. Nell'immagine non corretta, i pendii rivolti a sud-est sono le aree più calde ma nell'immagine di destra si può notare che le temperature sono in gran parte funzione dell'elevazione della superficie e non dell'orientamento dei pendii (Quattrochi et al., 2009).

In figura 33 è mostrato l'effetto dell'albedo sulla *LST*. Le superfici con albedo elevato appaiono più fredde, sia nella ripresa diurna che in quella notturna, seppure in questo secondo caso l'effetto diminuisca. Possiamo notare che nell'immagine d), ovvero quella corretta dagli effetti dell'albedo, vi è ancora una zona scura nell'angolo in alto a destra; in questo caso però, ciò è dovuto esclusivamente alla presenza di vegetazione e non all'elevato valore di albedo.

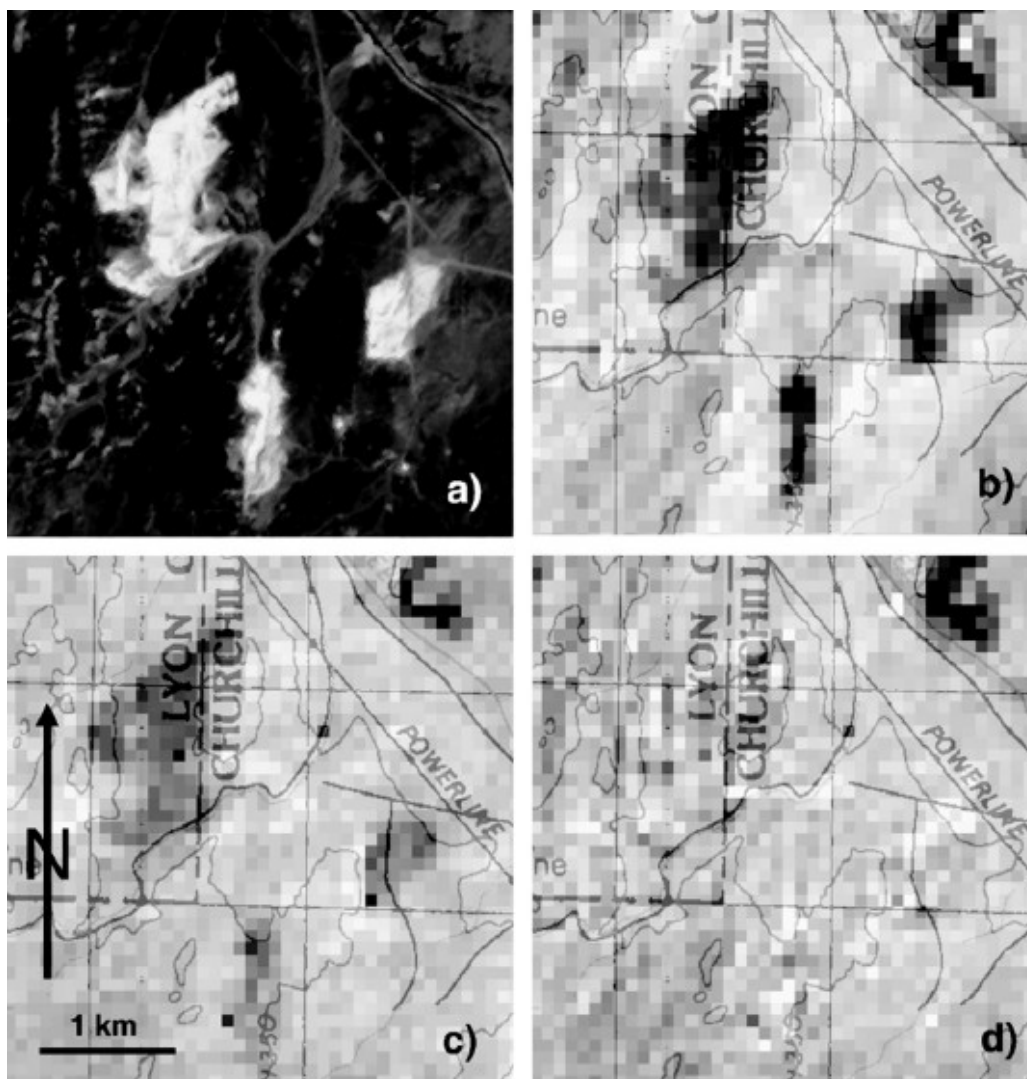


Figura 33 Effetti dovuti all'albedo: (a) distribuzione dell'albedo fornita da un'immagine ASTER composita acquisita nelle bande 1,2 e 3 (VNIR); (b) AST_08 distribuzione diurna delle temperature; (c) distribuzione notturna delle temperature; (d) immagine finale a cui sono state applicate le correzioni per albedo, pendenza topografica ed inerzia termica (Quattrochi et al., 2009).

2.4.2 Inerzia termica

L'inerzia termica di un corpo è definita come la risposta in temperatura al flusso di energia, variabile nel tempo, che arriva alla superficie del corpo stesso (Brivio et al., 2006). Classicamente, l'inerzia termica P è definita come:

$$P = \sqrt{K\rho c}$$

dove:

K = conduttività termica ($cal\ cm^{-2}\ s^{1/2}\ K^{-1}$);

ρ = densità ($g\ cm^{-3}$);

c = calore specifico ($cal\ g^{-1}\ K^{-1}$).

Nella figura sottostante (figura 34) si mostra un esempio di effetto dell'inerzia termica. L'elevata porosità della sabbia comporta una bassa inerzia termica, quindi, abbiamo pixel relativamente caldi durante il giorno e relativamente freschi durante la notte. Si noti come nelle immagini, sia diurne che notturne AST_08, figure (b) e (c), corrette dagli effetti di albedo e pendenza topografica, sia ancora visibile l'effetto dell'inerzia termica.

L'inerzia termica è significativamente influenzata dalla porosità e indica quanto velocemente un materiale si riscalda o raffredda sotto specifiche condizioni al contorno. Bassi valori sono indicativi di alte velocità di raffreddamento durante la notte.

La stima dell'inerzia termica può essere un valido strumento per caratterizzare le proprietà di un materiale, in altri casi, può essere più importante rimuovere il suo effetto per rivelare anomalie termiche (ad esempio durante la ricerca di risorse geotermiche). Essa può essere approssimativamente stimata mediante coppie di immagini satellitari termiche acquisite sia di giorno che di notte, e prende il nome di inerzia termica apparente (ATI – *Apparent Thermal Inertia*). Una semplice formulazione per l'ATI è (Brivio et al., 2006):

$$ATI = S \frac{(1 - a)}{t^{1/2}(T_{max} - T_{min})} \quad [cal\ cm^{-2}\ s^{1/2}\ K^{-1}]$$

dove:

S = fattore legato alla costante solare stagionale;
 T_{max} = temperatura massima del ciclo giornaliero;
 T_{min} = temperatura minima del ciclo giornaliero;
 a = albedo della superficie.

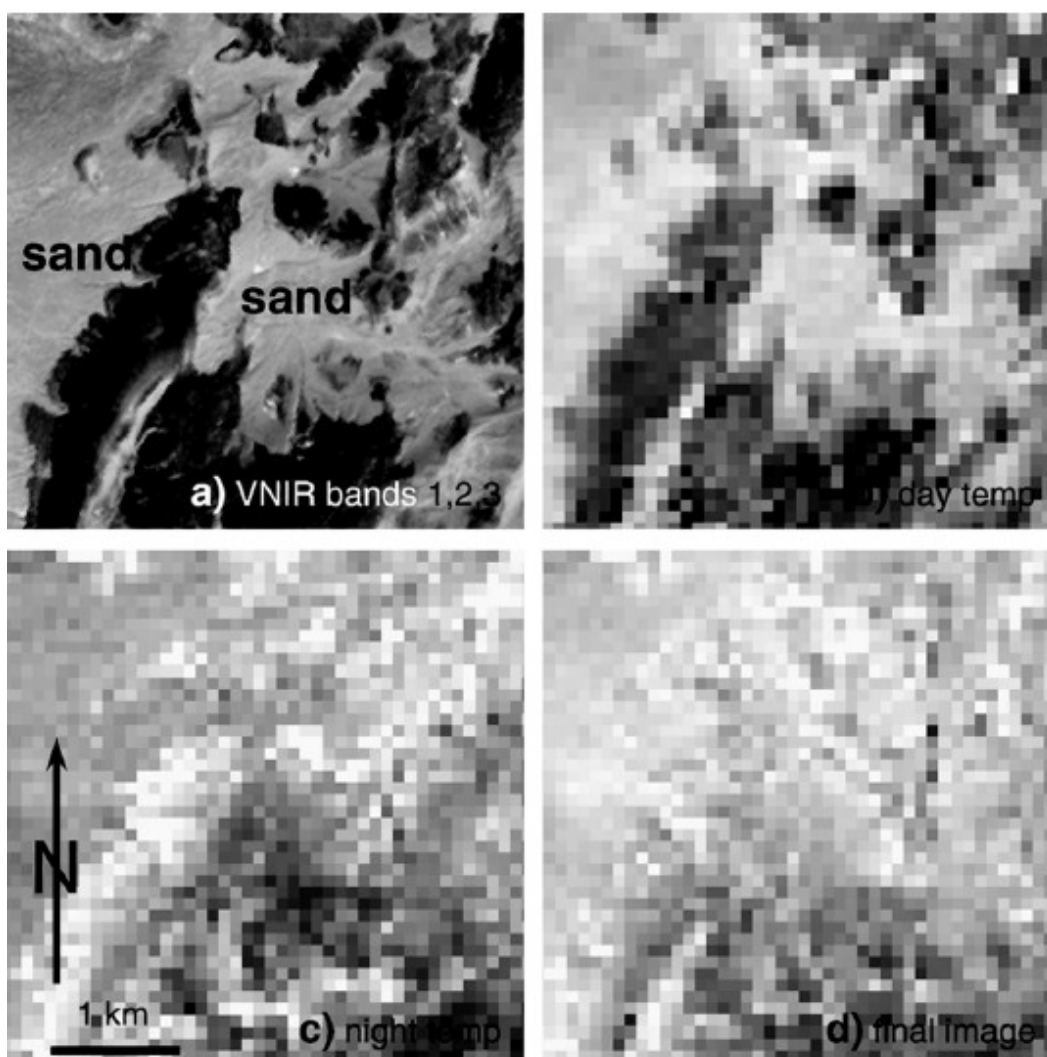


Figura 34: Effetti dovuti all'inerzia termica: (a) immagine ASTER composita acquisita nelle bande 1,2 e 3 (VNIR); (b) immagine AST_08 della distribuzione diurna delle temperature a cui sono state applicate le correzioni per albedo e pendenza topografica; (c) immagine della distribuzione notturna delle temperature a cui sono state applicate le correzioni per albedo e pendenza topografica; (d) immagine finale corretta dagli effetti dovuti ad inerzia termica. A causa della sua bassa inerzia termica, la sabbia nelle vallate appare calda durante il giorno (b) e relativamente fresca durante la notte (Quattrochi et al., 2009).

2.4.3 Effetto di elevazione e problema dell'inversione termica

L'effetto della topografia sulla temperatura superficiale non è limitato all'esposizione e alla pendenza; a parità degli altri fattori, sia la temperatura dell'aria che quella della superficie generalmente diminuiscono con l'aumentare della quota, seguendo la legge universale dei gas. Questa è la ragione per cui si hanno temperature più calde ad altitudini più basse. L'effetto descritto è più facilmente distinguibile di notte.

Durante il giorno, per elevate temperatura il contrasto tra le zone soleggiate ed ombreggiate può completamente falsare l'effetto di elevazione. Un tasso teorico di decadenza adiabatico di $- 9,8 \text{ }^\circ\text{K/km}$ è citato nella letteratura meteorologica (ad esempio, Chapman et al. 2001). La cosiddetta "*environmental lapse rate*" è inferiore, pari a circa $- 6,5 \text{ }^\circ\text{K/km}$, dovuti principalmente alla presenza di vapore acqueo.

Il trend di variazione temperatura-altezza può essere così evidente in alcuni casi che è stato possibile utilizzarlo come surrogato per calcolare dati di elevazione mancanti (Crippen et al. 2007).

Tuttavia, l'*environmental lapse effect* di aumento della temperatura di superficie può essere invertito a causa del fenomeno meteorologico dell'inversione di temperatura (ad esempio, Chapman et al. 2001), più frequentemente osservabile durante la notte nei periodi invernali, quando il raffreddamento radiativo può essere forte, soprattutto sotto un cielo chiaro. Durante il giorno i raggi solari spesso non riescono a riscaldare il suolo sia per l'aumentata inclinazione della radiazione solare d'inverno, sia per la ridotta durata delle giornate (sempre d'inverno), sia per l'eventuale presenza di neve che riflette fortemente la luce solare diretta (effetto *albedo*): l'aria a contatto con il terreno al calar del Sole di conseguenza si raffredda molto rapidamente, raggiungendo temperature inferiori rispetto agli strati atmosferici sovrastanti. La temperatura risulta quindi più bassa in pianura che in montagna.

Normalmente in atmosfera libera la temperatura dell'aria diminuisce all'aumentare della quota altimetrica; questo accade perché l'aria, una volta entrata in contatto

col suolo a temperatura maggiore (perché ad esempio riscaldato dal Sole), aumenta la sua temperatura e tende ad alzarsi di quota per convezione (un suolo freddo, come quello di un ghiacciaio, genera un effetto opposto). Una volta riscaldata e salita di quota, l'aria, sottoposta a una pressione inferiore, si espande adiabaticamente e si raffredda, generando così un gradiente termico negativo (diminuzione della temperatura con la quota). La temperatura del suolo e quella dell'aria nella sua prossimità sono dunque strettamente legate.

Durante un'inversione termica accade il fenomeno opposto: salendo di quota l'aria risulta più calda (gradiente termico positivo). Ciò può accadere sia in quota per effetto di subsidenza atmosferica che al suolo, per effetto dell'irraggiamento terrestre notturno. L'intensità del fenomeno può essere anche notevole con la temperatura che aumenta fino a diversi gradi in poche centinaia di metri di quota.

La formazione/dissolvimento di uno strato di inversione termica passa generalmente attraverso la formazione temporanea di uno strato di omotermia verticale, con condizioni atmosferiche relativamente stabili (equivalenti cioè a bassa velocità del vento).

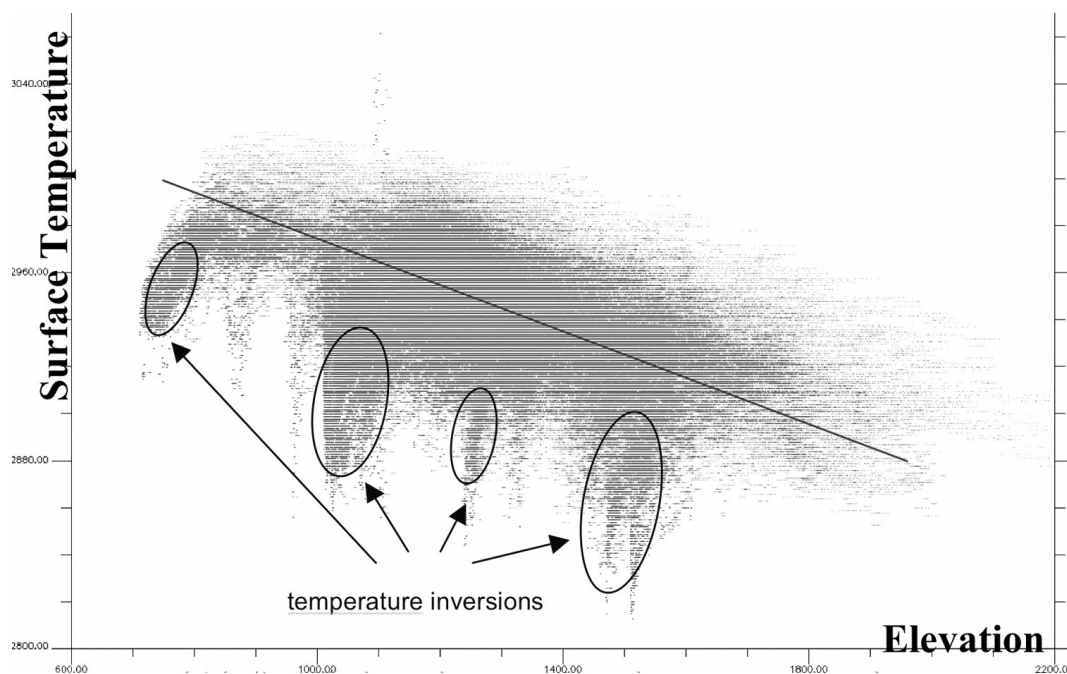


Figura 35: Esempio di inversioni di temperatura notturna nella parte orientale della California. Nell'immagine è sovrapposto il trend generale di diminuzione della temperatura con l'elevazione. Sono stati utilizzati per questo esempio un'immagine *ASTER surface temperature* (prodotto AST_08) ed un modello digitale di elevazione (*DEM*) con campionamento 30-m dell'*USGS* per l'area geotermica di Coso (California). In grigio è indicata la densità di distribuzione dei dati: la retta ne risalta l'andamento. Il *lapse rate* è ridotto a causa del mescolamento con alcune inversioni di temperatura (Quattrocchi et al., 2009).

2.4.4 Considerazioni sugli effetti direzionali in aree urbane

Le variazioni di temperatura radiante rilevata da remote sensing dovute all'angolo di ripresa dipendono dalla struttura tridimensionale della temperatura all'interno dell'urban canopy, insieme con le proprietà direzionali dei materiali presenti in superficie. Vi sono due principali fattori che contribuiscono a tali variazioni: il primo riguarda la presenza del Sole e degli elementi in ombra all'interno della copertura urbana, e all'interno di esso la configurazione di visualizzazione e la posizione del Sole, il secondo fattore è legato alla maggior dispersione che si verifica all'interno dell'ambiente urbano (denominato “*effetto cavità*” o *canyoning urbano*). La misura della temperatura di superficie è pertanto soggetta a diverse fonti di errore, e nel caso di superfici ruvide sono soggette a variazioni angolari che sorgono a causa del sottocampionamento tridimensionale (Voogt e Oke, 1997). Di conseguenza, le condizioni geometriche di acquisizione possono variare drasticamente per il luogo e la data. Gli effetti angolari devono quindi essere rimossi, da quei dati considerati affidabili, se si vogliono valutare le variazioni spaziali o temporali delle temperature superficiali.

Li, nel 1999, ha proposto un modello concettuale per l'emissività direzionale di superfici non isoterme. Egli propone di combinare all'emissività gli effetti della geometria ottica (di aree soleggiate ed in ombra a differenti temperature viste dal sensore) e di *multiple scattering*¹. In questo modo tutta la dipendenza angolare è condensata all'interno dell'emissività ed il recupero della temperatura superficiale non mostrerà più distorsioni dovute all'angolo di ripresa.

Lagouarde (2004) suggerisce un approccio alternativo che consiste nel considerare arbitrariamente l'emissività come lambertiana con valori grossolani ed uniformi, concentrando tutti gli effetti direzionali nella temperatura superficiale, attribuendo all'emissività le sole variazioni di dispersione relative al multiple scattering.

¹ Lo *scattering*, o *diffusione*, si ha quando un'onda elettromagnetica di opportuna lunghezza colpisce una particella sospesa in un fluido; a causa dell'impatto una parte dell'energia incidente viene diffusa e quindi ridistribuita in altre direzioni. Il problema di fondo della diffusione è la conoscenza della probabilità di ridistribuzione del flusso radiante nello spazio, sulla base di meccanismi che possono essere singoli, coinvolgendo cioè una singola particella, o multipli, attraverso una serie di interazioni a catena che coinvolge più particelle, in un percorso di tipo conservativo, per cui risulta essere minimale la frazione di energia assorbita e una parte va comunque a ricongiungersi o continua la sua trasmissione secondo la direzione originale di propagazione (Brivio et al., 2006).

La configurazione di veduta di un satellite su di una specifica area di studio, ad ogni data permette di determinare la differenza tra la temperatura di off-nadir e nadir. La differenza può quindi essere aggiunta alla temperatura atmosferica corretta per derivare il valore di temperatura che vi sarebbe stata al nadir. Tuttavia, una correzione accurata necessiterebbe la conoscenza continua delle variazioni angolari, il che attualmente non è disponibile. Alcune indicazioni operative sono fornite da Lagouarde (2004): in pratica, per correggere questo effetto in un progetto che abbia come obiettivo la rilevazione dell'isola di calore urbano, si devono adottare angoli di visualizzazione compreso tra 0° a 30° , in ogni caso comunque non superiori a 40° , oppure si deve tenere in considerazione tutti gli angoli utilizzati per le riprese, senza eccezioni.

CAPITOLO TERZO

Telerilevamento termico dell'ambiente urbano

A partire dal primo dopoguerra ad oggi il mondo ha assistito ad un consistente aumento della popolazione, e come conseguenza, l'urbanizzazione ed il suo impatto sul paesaggio è diventata una delle maggiori cause di alterazione del territorio, provocata dall'uomo. L'espansione delle città, sia per numero di abitanti che per vastità areale, sembra ad oggi essere un processo inarrestabile: si prevede infatti che nel 2030 la popolazione mondiale raggiungerà i 5 miliardi di individui (UNIS, 2004) e che più del 61% di questi risiederà all'interno di zone urbane.

Si deve considerare inoltre che l'ambiente urbano è un ambiente molto complesso, costituito da una miscela di materiali e di coperture diverse, che concorrono a caratterizzare differenze morfologiche, geografiche, culturali, e climatologiche anche molto rilevanti da città a città. Tuttavia, è possibile riscontrare, nella maggior parte delle città, una comune struttura interna (pavimenti, tetti, strade ecc..).

Perciò, nonostante la complessità del tessuto urbano trascenda i processi biofisici che alterano la conformazione del paesaggio, è possibile studiare l'ambiente antropizzato dal punto di vista degli ecosistemi, cioè nelle interconnessioni dei singoli sistemi che si uniscono a formare l'intero ambiente urbano.

Il telerilevamento satellitare, grazie alle sue capacità di rilievo a scale differenti (spaziali, temporali, spettrali e radiometriche), offre una capacità unica di creare conoscenze quantitative sulle caratteristiche dell'ecosistema urbano ed il suo funzionamento. In particolare, la possibilità di osservare dati multispettrali consente di comprendere meglio gli aspetti legati agli scambi energetici locali e globali.

Il telerilevamento termico ha dimostrato di essere un'ottima risorsa per identificare le trasmissioni di energia termica che stanno modificando l'intero

ecosistema urbano. Purtroppo, come accennato nel capitolo precedente, l'estrema eterogeneità del tessuto urbano complica non poco la raccolta e l'interpretazione di dati sinottici che hanno lo scopo di evidenziare l'influenza delle varie componenti sul bilancio e sul flusso energetico dell'area indagata. Ciononostante, i dati ottenuti da satellite o da piattaforma aerea possono essere efficacemente utilizzati in analisi multiscala dell'ambiente urbano (si veda per esempio i risultati ottenuti da [Weng & Quattrochi, 2007](#)). Le informazioni quantitative ottenute mediante telerilevamento termico sono quindi importanti per poter modellare e comprendere come le componenti del paesaggio urbano influenzino le dinamiche della radiazione termica, espresse dalle differenti coperture e tipologie di superfici impiegate su tutto l'ambiente urbano.

Un esempio applicativo dell'importanza del Thermal Remote Sensing per l'analisi multiscala del tessuto urbano, per quanto riguarda la scala di città, è lo studio dell'isola di calore urbano.

3.1 Isola di calore urbano

3.1.1 Definizione del fenomeno UHI

Una particolarità climatica dell'ambiente urbano, nota alla comunità scientifica da alcuni decenni, è la frequente presenza di un'anomalia di temperatura che prende il nome di "isola di calore urbano" (*UHI - Urban Heat Island*, [Oke, 1974](#)): la città può presentare valori di temperatura superiori rispetto all'ambiente rurale circostante, e questa differenza può essere molto marcata, specialmente nella stagione invernale, in presenza di condizioni di alta pressione e calma di vento.

Nel ciclo diurno la differenza è particolarmente apprezzabile a partire da qualche ora dopo il tramonto, in quanto l'ambiente urbano comincia a raffreddarsi con notevole ritardo, rispetto a quello rurale circostante, e più lentamente, a causa del calore accumulato principalmente dagli edifici.

Ovviamente anche le dimensioni della città e la popolazione che la abita influiscono sull'entità dell'isola di calore: la media annua delle temperature di *UHI* per una città metropolitana (di circa 10^6 abitanti) può stimarsi attorno a circa

1-2 °K rispetto alle temperature medie annue dei terreni rurali circostanti; in condizioni di calma di vento e alta pressione, il fenomeno può assumere picchi sino a valori di 12 °K (*AMS Glossary of Meteorology, 2nd Edition, 2000*).

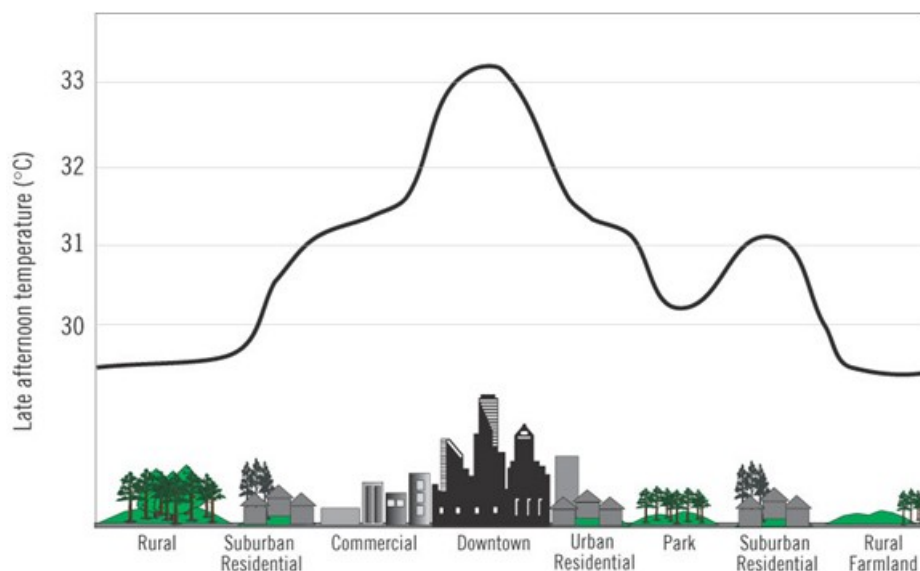


Figura 36: Profilo termico tipico dell'isola di calore per la città metropolitana.

Il profilo termico dell'isola di calore presenta tipicamente un “frastagliamento” in prossimità del limite di territorio urbanizzato e rurale, mentre assume la classica forma a campana con un “picco” dei valori di temperatura in prossimità del nucleo maggiormente popolato della città.

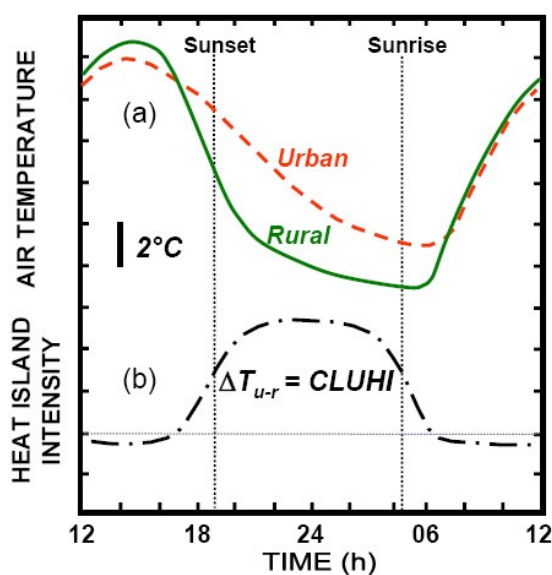


Figura 37: Rappresentazione oraria delle variazioni di temperatura dell'aria su area urbana e rurale (a) ed effetto orario sull'intensità dell'isola di calore valutata al livello del *Canopy Layer* (b).

La cupola assume le sembianze di un “pennacchio” sugli strati più alti dell'atmosfera interessati dal fenomeno, se si è in condizioni di maggior ventosità. L'isola di calore è rilevabile su scale diverse, in funzione della metodologia di misurazione della temperatura utilizzata.

La *scala climatica* usata in meteorologia è definita in funzione delle variazioni “orizzontali” nella distribuzione del campo di temperatura (Oke, 1997):

a) *Microscala*: ogni superficie ed oggetto è caratterizzata da un proprio microclima che insiste su di essa e nelle immediate vicinanze. La temperatura della superficie e dell'aria può variare di parecchi gradi in distanze molto brevi, dell'ordine dei millimetri, e il flusso d'aria può essere notevolmente turbato anche da piccoli oggetti. Scale tipiche di microclimi urbani riguardano le dimensioni del singolo edificio, alberi, strade, vie, cortili, giardini, ecc.

Studi a questa scala si estendono orizzontalmente da pochi millimetri a centinaia di metri.

b) *Scala locale*: questa è la scala che le stazioni climatiche standard sono progettate per monitorare. Essa comprende gli effetti di elementi del paesaggio come la topografia, ma esclude solitamente gli effetti di microscala; nelle aree urbane ciò si traduce nello studio climatologico di quartieri che presentano simili criteri di sviluppo urbano (copertura superficiale, la dimensione e la spaziatura delle costruzioni, attività insediate). Il dato rilevato è l'integrazione di un mix di caratteristiche microclimatiche, effetti cioè derivanti dalla zona di origine in prossimità del sito e difficilmente quantificabili. La zona di origine della variazione di temperatura è la porzione di superficie che maggiormente contribuisce nelle principali proprietà del flusso termico che si sta misurando.

Scale tipiche sono dell'ordine dei chilometri.

c) *Mesoscala*: scala entro la quale vengono considerate le influenze dell'intero aggregato urbano sul clima e sulle variazioni di temperatura. Tipicamente si parla di decine di chilometri di estensione.

Non è possibile rappresentare questa scala e gli effetti ad essa concernenti con stazioni puntuali di rilevamento.

Occorre rilevare che spesso in letteratura si fa riferimento a fenomeni di microscala confondendoli con quelli a scala locale, essendo i modelli di comportamento analoghi.

I fenomeni che generano queste variazioni nella distribuzione orizzontale del campo di temperatura producono anche modificazioni della struttura *verticale* dello *strato limite atmosferico (SLA)*; si parla allora di stratificazione verticale.

Lo strato limite atmosferico in ambito urbano, che prende comunemente il nome di *Boundary Layer*, è condizionato dunque dalla presenza di uno strato di interposizione, che chiamiamo *Urban Canopy Layer*, vale a dire uno strato climatico che va convenzionalmente dalla linea del suolo fino al livello delle coperture degli edifici, e che presenta caratteristiche intrinseche proprie e differenti tra città e città (altezza degli edifici, materiali da costruzione di facciate e tetti, tessuto urbano, rapporto tra aree verdi, aree libere e aree edificate).

Il risultato dell'interazione spaziale tra il *Boundary Layer*, il *Canopy Layer* e la superficie urbana (*Surface Layer*), è la presenza sopra la città di un'isola di calore (*Urban Heat Island*), il cui effetto più evidente è la presenza di un gradiente di temperatura positivo rispetto alle aree non urbanizzate (particolarmente nelle ore notturne).

Il fenomeno *UHI* studiato su scala locale – microscala entro il *Canopy Layer* prende il nome di *CLUHI (Canopy Layer Urban Heat Island)*. All'interno del *Canopy Layer* l'intensità dell'isola di calore, e quindi la temperatura, cresce durante la giornata presentando un massimo nelle ore notturne, effetto del rilascio di calore assorbito durante il dì dai materiali che compongono la città. E' il fenomeno che comunemente è implicitamente associato al concetto di isola di calore urbano.

L'isola di calore urbano è valutabile anche in atmosfera (mesoscala) al di sotto del limite del *Boundary Layer*, quello strato cioè di atmosfera che si estende di solito per un'altezza inferiore agli 1,5 km, che parte dal *Canopy Layer* e termina dove l'influenza del calore emesso dalla superficie terrestre viene meno, e prende il nome di *BLUHI (Boundary Layer Urban Heat Island)* Qui il fenomeno è

influenzato dalla differenza di temperatura che interessa l’aria calda nella zona urbana e l’aria più fredda delle aree rurali circostanti (figura 37, 38). Durante il giorno l’intensità è relativamente bassa con dei minimi in presenza di zone ombreggiate o in presenza di materiali che assorbono calore.

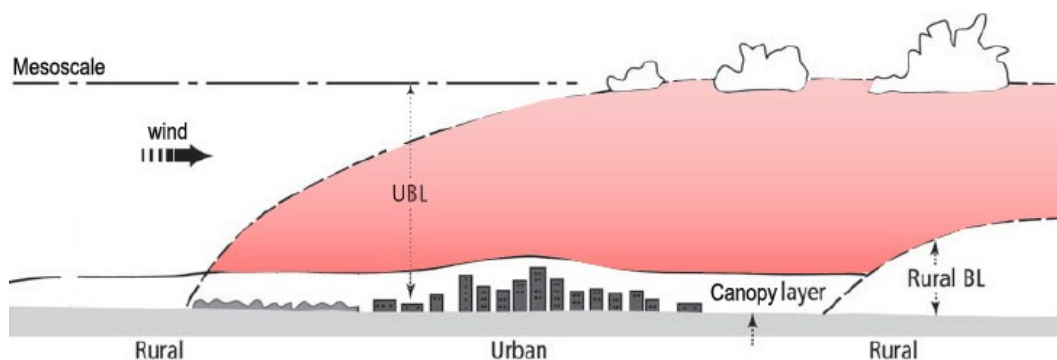


Figura 38: Schema della mesoscala climatica e degli strati verticali di interesse in aree urbane.

Esiste un terzo tipo di isola di calore, che interpreta il fenomeno sempre su scala locale - microscala, e prende il nome di *SUHI* (*Surface Urban Heat Island*). Il *SUHI* è l’essenza del telerilevamento dell’isola di calore urbano; è il fenomeno osservabile utilizzando dati telerilevati nell’infrarosso termico che consentono di recuperare la temperatura delle superfici. Sono stati dimostrati stretti rapporti tra la temperatura dell’aria in prossimità della superficie e le temperature della superficie stessa, pertanto la *SUHI* è un indicatore affidabile del *CLUHI*.

In termini relativi, la variazione di temperatura dell’aria è inferiore rispetto a quella della superficie a causa di una maggiore anisotropia di queste ultime, dell’interazione con superfici adiacenti, e a maggiori influenze avventive; ciò implica che gli effetti di *SUHI* appaiono più intensi rispetto a quelli di *BLUHI*.

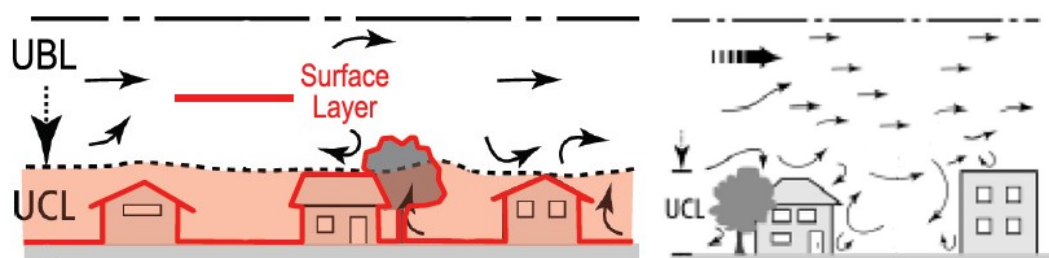


Figura 39: Da sinistra a destra: stratificazione verticale in ambiente urbano con evidenziazione dello strato più basso del Canopy layer e del Surface Layer. A lato, schema di microscala climatica in ambiente urbano: si noti che la modellazione avviene entro il Canopy Layer.

3.1.2 Cause e fattori che interessano l'isola di calore urbano

Le possibili cause che portano alla formazione dell'isola di calore sono state investigate a partire dagli anni '70 (Oke, 1974).

E' ben noto che la progressiva sostituzione dell'ambiente naturale con l'ambiente costruito, riconducibile ai fenomeni di urbanizzazione, costituisce la principale causa della formazione di UHI.

Le superfici naturali sono spesso composte da vegetazione e suolo nudo o inerbito. Queste ultime superfici utilizzano una percentuale relativamente alta di radiazione assorbita, nel processo di evapotraspirazione⁹, nel quale si rilascia vapore acqueo che contribuisce a raffreddare sensibilmente l'aria circostante. Oltre ad intervenire nel processo di evapotraspirazione, la vegetazione interagisce con la radiazione solare producendo i fenomeni di riflessione, ombreggiamento e convezione termica.

La riduzione e la frammentazione delle grandi aree vegetate, come i parchi, non solo riduce questi benefici, ma inibisce anche il raffreddamento atmosferico dovuto alla circolazione orizzontale dell'aria generata dal gradiente di temperatura che si instaura tra aree vegetate e urbanizzate (fenomeno di avvezione). Al contrario, le superfici costruite sono composte da un'alta percentuale di materiali da costruzione non riflettenti e impermeabili. Come conseguenza, queste superfici tendono ad assorbire una quota significativa della radiazione diretta incidente, rilasciata in tempi successivi sotto forma di calore.

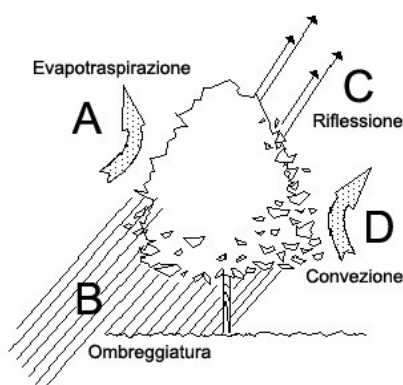


Figura 40: Interazione della radiazione solare con la vegetazione.

⁹ L'evapotraspirazione (ET) è una grandezza fisica usata in agrometeorologia. Consiste nella quantità di acqua che nell'unità di tempo passa dal terreno all'aria allo stato di vapore per effetto congiunto della traspirazione, attraverso le piante, e dell'evaporazione, direttamente dal terreno.

A questo aumento di carico termico, in aree urbane densamente edificate, si va a sommare l'assorbimento di una quota parte di energia riflessa e intrappolata dalle pareti verticali degli edifici che costituiscono i *canyon urbani*.



Figura 41: Interazione della radiazione solare con le gli edifici. A sinistra un esempio di Canyon urbano nella metropoli di New York, a destra schema dell'interazione solare intrappolata nel Canyon urbano.

La presenza della città, inoltre, agisce fortemente sull'albedo, vale a dire sulla frazione della radiazione solare riflessa verso lo spazio.

Infatti, considerando vegetazione spontanea o coltivata, l'albedo è dell'ordine del 20 - 30%, mentre nelle città il valore è mediamente più basso, toccando valori inferiori al 5 % nel caso di superfici asfaltate.

In altri termini la superficie urbana assorbe più energia solare rispetto alle aree rurali. La questione è in realtà più complessa, perché differenze di colore, rugosità, umidità e capacità di intrappolare la radiazione a onda lunga (effetto di canyoning stradale) possono assumere un'importanza pari o superiore rispetto alla semplice natura delle superfici. Altri fattori, come l'effetto diffusivo prodotto dagli inquinanti atmosferici sulla radiazione emessa nell'area urbana, la produzione e l'immissione in ambiente di calore di ciclo da impianti di condizionamento e refrigerazione come pure da processi industriali, il traffico veicolare motorizzato (perciò tutto il calore di origine antropica), sommato alle condizioni di scarsa ventilazione prodotte dagli ostacoli dell'edificato che tendono a trasformare i flussi di aria in arrivo dall'ambiente rurale in un vero e proprio

cuscinio di aria ferma e surriscaldata, sono state riconosciute come cause degli effetti di *UHI*.

Studi recenti (Christen & Vogt, 2004) hanno inquadrato i processi sino ad ora descritti come responsabili del fenomeno *UHI* nella seguente schematizzazione:

- a. raffreddamento radiativo minore dovuto alla riduzione del fattore di vista del cielo (*SVF - Sky View Factor*) a causa della presenza di alti edifici;
- b. aumento dell'assorbimento della radiazione solare a causa di un differente albedo, unito a riflessioni multiple nei *canyon urbani*;
- c. grande accumulo diurno di calore negli edifici e successiva cessione notturna;
- d. aumento del rapporto di Bowen¹⁰ (*Bowen Ratio, β*) fra flusso di calore latente e sensibile, a causa della scarsa presenza di vegetazione (sostituita progressivamente dall'ambiente costruito) e dell'elevata impermeabilità dei materiali;
- e. immissione diretta o indiretta di calore nei *canyon urbani*;
- f. riduzione del mescolamento atmosferico a causa della scarsa ventilazione provocata dalla presenza di edifici alti che aumentano la scabrezza superficiale del terreno.

Questi processi non sono in competizione tra loro, ma concorrono ad accrescere l'intensità con cui si mostra il fenomeno dell'isola di calore urbano, come mostrato in figura 42.

¹⁰Il *rapporto di Bowen* (β) è un metodo per individuare l'evapotraspirazione basato sul rapporto tra il flusso di calore sensibile ($H [Wm^{-2}]$), scambiato per convezione tra superficie ed atmosfera, e la densità di flusso di calore latente (λE) (Brivio et al., 2006):

$$\beta = \frac{H}{rE}$$

dove rE è dato dal prodotto di: r = calore latente di vaporizzazione = 2454 ($kJ kg^{-1}$ a 20°C)

E = quantità d'acqua evaporata per unità di tempo ($kgm^{-2}sec^{-1}$)

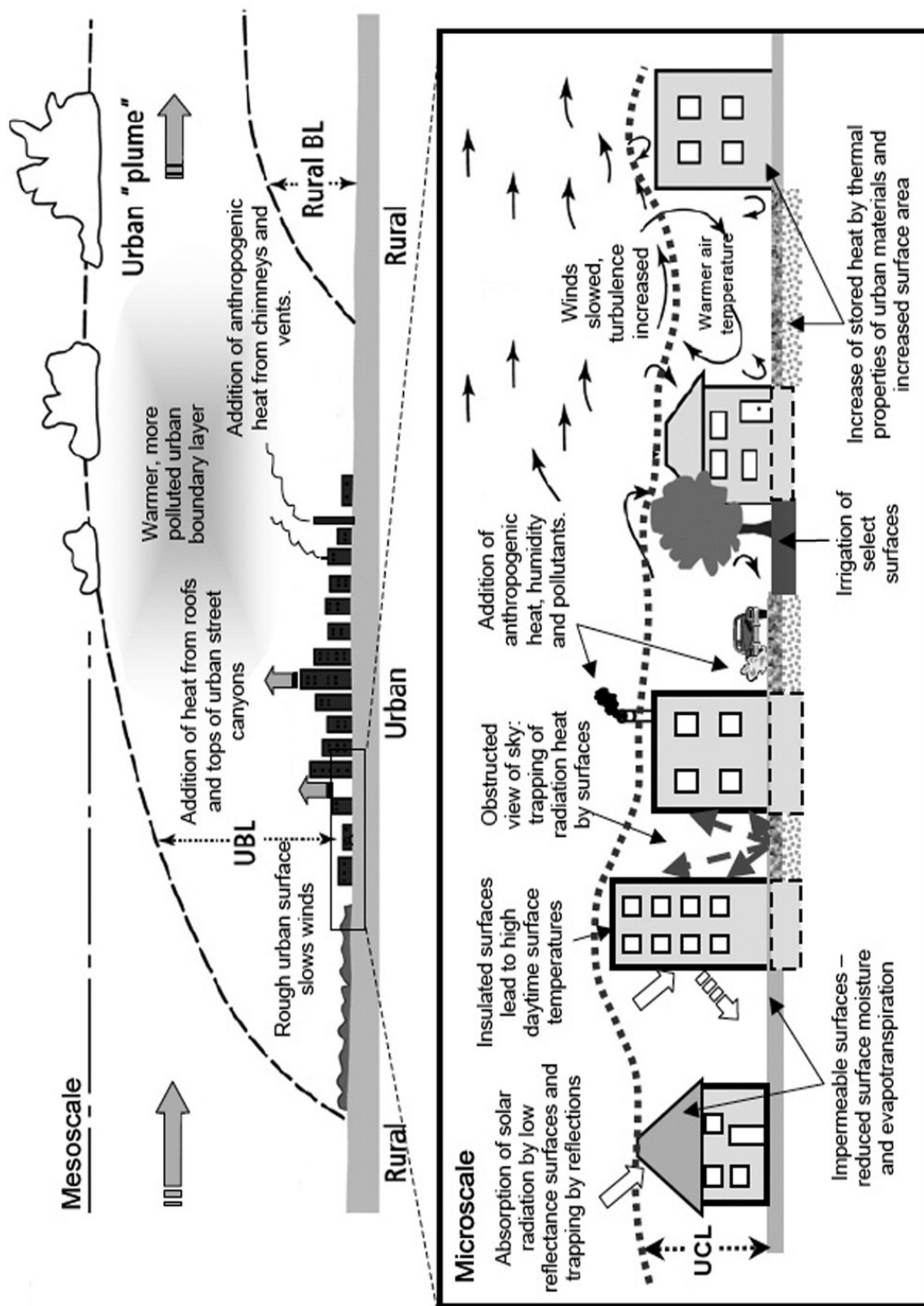


Figura 42: Cause e processi di interazioni concorrenti nella formazione del fenomeno UHI: quadro d’insieme (Voogt).

Note le cause che producono l’aumento di temperatura entro l’ambiente urbano, è possibile definire i fattori che influenzano le caratteristiche con cui si presenta il fenomeno UHI e capire come sia possibile intervenire per ridurne gli effetti:

- ✓ *Posizione geografica*: in essa inquadrano principalmente la topografia dell'ambiente urbano che influenza l'esposizione ed il microclima, come pure la presenza e la distribuzione dell'ambiente rurale circostante. Nonostante il fenomeno dell'*UHI* sia circoscritto alla scala urbana, è oggetto di studio anche il legame con la latitudine geografica ed il connesso aspetto climatico (Arnfield, 2003) ;
- ✓ *Il tempo*: il fenomeno dell'*UHI* presenta variabilità giornaliera come visto, ma è sensibile anche a variazioni stagionali;
- ✓ *Condizioni meteorologiche*: la presenza del vento crea, come visto in precedenza, l'effetto piuma trascinando il fenomeno dell'isola di calore in una direzione preferenziale al livello del Boundary Layer. La copertura nuvolosa, la presenza in atmosfera di nebbia o quella di neve al suolo determinano in particolare vincoli sull'interpretabilità e la rilevabilità dei dati (forte diffusione atmosferica in caso di nebbia e elevato albedo in presenza di neve), limitando la comprensione o, in alcuni casi, la determinazione del fenomeno;
- ✓ *Forme della città*: la localizzazione, l'orientamento, i dettagli, le forme, i colori ed i materiali che caratterizzano l'ambiente costruito, insieme con la pianificazione e l'architettura degli spazi verdi pubblici e privati (pertinenziali) nella realtà urbana, rappresentano i fattori principali di amplificazione del fenomeno *UHI*.
- ✓ *Funzione della città*: oltre alla forma della città, grande importanza è riservata alle funzioni antropiche che in essa si svolgono (commercio, industria, ecc.), ed alle conseguenze ambientali delle immissioni inquinanti necessarie per il perseguimento di tali funzioni. A questo fattore è legato l'inurbamento e la crescita del tessuto urbano a causa dell'abbandono del tessuto rurale da parte della popolazione.
- ✓ *Dimensioni della città*: questo fattore è connesso ai due precedenti, e costituisce un nodo particolarmente importante nello sviluppo dell'isola di

calore urbano, perché, come dimostrato, il fenomeno è maggiormente evidente in corrispondenza dei grandi centri metropolitani.

Una rappresentazione dei fattori che influenzano l’entità dell’isola di calore urbano è data da Oke (1973):

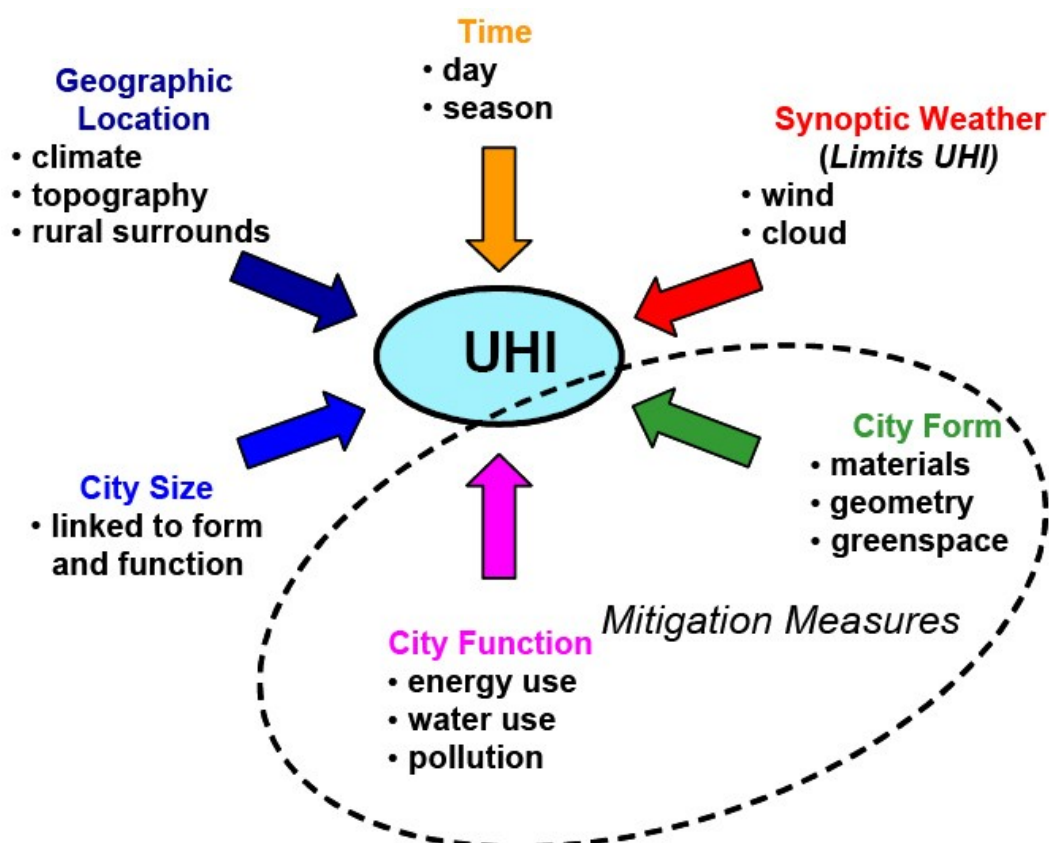


Figura 43: Fattori che influenzano l’isola di calore urbano.

Alcuni valori di UHI, presi a confronto con la densità di popolazione per alcune grandi città (scala metropolitana) sono riportati nella tabella sottostante:

Shanghai (2007) Popolazione: 17.811.000 ab. Densità: 2930 ab./km ²	UHI (°K) 6,5	Kuala Lumpur (2009) Popolazione: 1,809,699 ab. Densità: 7.388 ab./km ²	UHI (°K) 6,0 – 7,0
Tokio (2010) Popolazione: 13.010.287 ab. Densità: 5949 ab./km ²	UHI (°K) 3.0	Calcutta (2001) Popolazione: 4.580.544 ab. Densità: 24.760ab./km ²	UHI (°K) 6,5
Mosca (2009) Popolazione: 10.535.100 ab. Densità: 9.745 ab./km ²	UHI (°K) 3,0 – 3,5	New Delhi (2001) Popolazione: 294.783 ab. Densità: 9.294 ab./km ²	UHI (°K) 6

New York (2009) Popolazione: 8.391.881 ab. Densità: 6.912 ab./km ²	UHI (°K) 2,9	Madras (2001) Popolazione: 4.216.268 ab. Densità: 5.850ab./km ²	UHI (°K) 4
Malmö (2000) Popolazione: 267.171 ab. Densità: 3853 ab./km ²	UHI (°K) 7,0	Atene (2001) Popolazione: 745.514 ab. Densità: 19.133 ab./km ²	UHI (°K) 2 - 10

Tabella 10: Valori di *UHI* per alcune metropoli mondiali; interessante il legame densità di popolazione – intensità dell'isola di calore urbano (<http://www.bioarchitettura-rivista.it>).

3.1.3 Considerazioni sull'isola di calore urbano

L'isola di calore non ha effetti diretti e visibili sul riscaldamento globale poiché è un fenomeno confinato alle dimensioni urbane. Nonostante questa osservazione, è necessario considerare alcuni aspetti, spesso trascurati, che non solo mettono in relazione la scala dell'*UHI* con quella planetaria del riscaldamento globale, ma enfatizzano l'importanza dello studio dei fenomeni termici di riscaldamento dell'ambiente urbano:

- Circa metà della popolazione attualmente vive nelle città, con proiezioni di ulteriore crescita (si prevede che nel 2030 la percentuale salga al 63%, fonte: *United Nations Population Foundation, 1999. The State of World Population, 1999*). L'alto tasso di urbanizzazione significa che nel futuro un sempre maggior numero di persone saranno esposte al fenomeno dell'isola di calore.
- Le aree urbane sono state storicamente il sito delle stazioni di osservazione utilizzate per ricostruire i record di temperatura superficiale globale. Gli effetti dell'urbanizzazione, e conseguentemente dell'isola di calore, nel corso del tempo possono portare a “contaminazione” delle temperature registrate. A tutt'oggi non sono ancora disponibili “strumenti scientifici” completamente adeguati per rimuovere l'effetto della città sulla misura di temperatura effettuata.
- L'innalzamento della temperatura dell'aria nelle aree urbane in presenza dell'isola di calore produce un incremento del consumo globale di energia

per il raffrescamento (per esempio refrigerazione e condizionamento d'aria) durante i mesi estivi, incentivando così la produzione di energia da centrali elettriche a combustibili fossili (e fonti rinnovabili). Questo porta ad un aumento delle emissioni di gas serra (principalmente CO₂ e H₂O) e di inquinanti atmosferici (in particolare NO_x, SO₂, CO e particolato), contribuendo, su ampia scala, al riscaldamento globale.

È necessario quindi analizzare il problema del Global Change partendo dalla scala urbana, investigando gli effetti su grande scala delle emissioni urbane e attuando politiche urbanistiche e socio-economiche locali che tengano conto di tali fenomeni.

- L'innalzamento della temperatura dell'aria nelle città in presenza dell'Urban Heat Island comporta un disagio termico ed un aumento diretto della produzione di ozono troposferico (smog): questi risultati possono influire sulla nostra salute, promuovendo malattie respiratorie e cardiovascolari legate al calore (<http://epa.gov/>).
- *UHIs* possono anche produrre effetti secondari sulla meteorologia locale (venti locali, nuvole e nebbia, incidenza sui tassi di precipitazione); gli studi ad oggi compiuti sui cambiamenti climatici occorsi nelle grandi città mostrano similitudini, in termini di velocità ed intensità del fenomeno, con quelli attesi per il *Global Change*.

La scala urbana quindi può simulare adeguatamente comportamenti a scala globale, ed i modelli climatologici urbani fungere da “*β-test*” per modelli completi di previsione, sia dei cambiamenti climatici che degli effetti delle strategie di adattamento e mitigazione.

Questi fattori sottolineano quindi l'importanza del clima urbano non solo per tematiche ambientali locali, ma anche per lo stato dell'ambiente a livello globale.

3.2 Il rilevamento dell'Urban Heat Island

Gli studi finalizzati alla determinazione dell'isola di calore urbano nelle diverse tipologie viste (par. 3.1.1), dipendono dalle modalità con cui questa può essere

rilevata; non tutti gli strumenti e le metodologie di impiego forniscono di fatto risultati apprezzabili, in relazione alle superfici su cui si vuol verificare la presenza dell'isola di calore.

Uno schema efficace che pone in relazione la scala verticale a strati (Boundary – Canopy – Surface) con la definizione del tipo di isola di calore e quindi della superficie su cui rilevarla, ed il metodo di osservazione, è stato proposto da Oke e successivamente modificato da Voogt (<http://epa.gov/>) così come riportato nel seguito (figura 44):

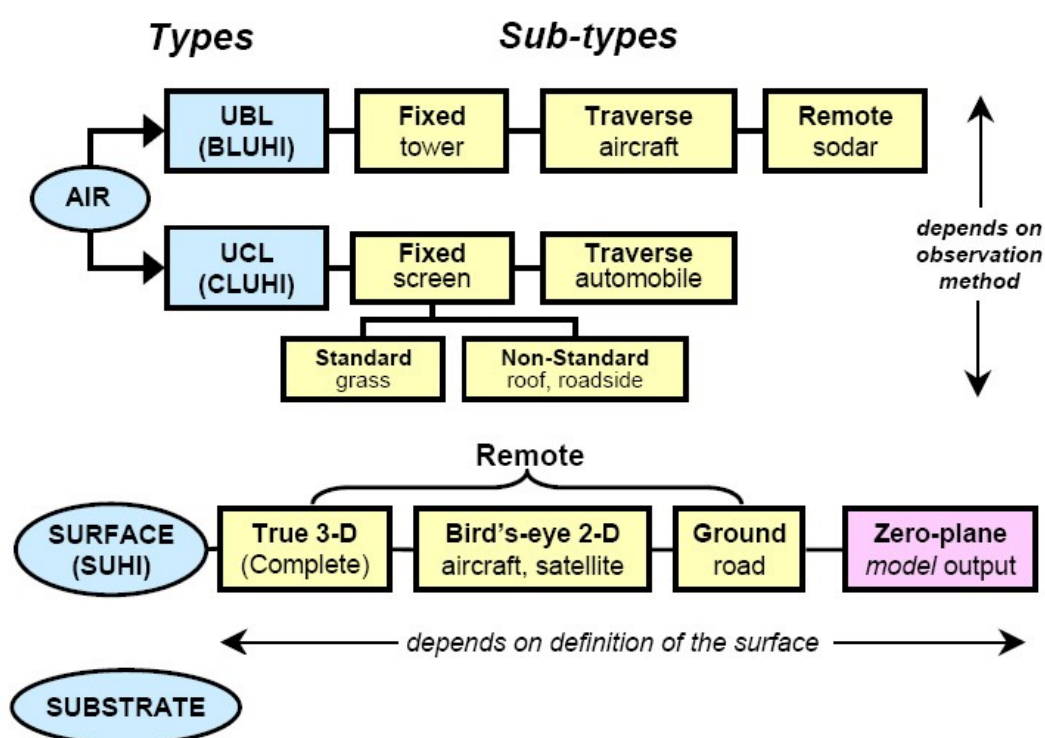


Figura 44: Schema delle tipologie e sottotipologie di UHI rilevabili, definite a partire dalla stratigrafia atmosferica, considerando diverse definizioni di "superficie" e differenti metodi di osservazione.

Un valido modello concettuale per effettuare misure climatiche in ambito urbano, riconosciuto in letteratura, è quello proposto da Lowry nel 1977. Questo metodo tiene conto della contemporanea presenza di più fattori a più scale climatiche (mesoscala, locale e microscala) che intervengono ad influenzare il valore di temperatura (o altro parametro meteorologico) misurato. La semplicità del modello consiste nel trattare i fattori in ciascuna scala come indipendenti tra loro e sommarne gli effetti pensandoli come incrementi rispetto ad un valore di riferimento:

$$M_{i,t,x} = C_{i,t,x} + L_{i,t,x} + U_{i,t,x}$$

dove:

$M_{i,t,x}$ = valore reale del parametro che stiamo misurando (es. temperatura);

$C_{i,t,x}$ = valore di riferimento o incondizionato del parametro che stiamo misurando, detto “*flat - plane climate*”;

$L_{i,t,x}$ = scostamento dal valore di C dovuto ad effetti topografici ed esposizione;

$U_{i,t,x}$ = scostamento dal valore di C dovuto ad effetti urbani (es. *canyoning*).

I pedici nell'equazione stanno ad indicare la dipendenza del valore misurato dal tipo di parametro (i), dall'istante o intervallo temporale in cui si è fatta la misura (t) e la posizione spaziale (x).

3.2.1 Misura del BLUHI (Boundary Layer Urban Heat Island)

Ricordando, come visto, che l'isola di calore urbano è valutabile al di sotto del limite del *Boundary Layer*, di solito posto ad un'altezza inferiore agli 1,5 km, a partire dal *Canopy Layer*, una delle tecniche migliori per valutare il *BLUHI* è quella di sfruttare la presenza negli aggregati urbani e rurali delle singolarità costituite dalle strutture a torre (torri per le telecomunicazioni, campanili, serbatoi di accumulo dell'acqua, grattacieli, ecc.).

Su questi manufatti è possibile disporre sensori fissi di temperatura, che dovranno essere assicurati ad adeguata distanza dalla superficie della torre (secondo Voogt, circa 3 - 10 diametri della torre, a seconda delle dimensioni del manufatto). Possono essere utilizzati allo scopo anche palloni ancorati, che presentano però limiti derivanti dalle condizioni di pioggia e vento; sono poco resistenti e soggetti a restrizione nell'uso dall'aviazione civile.

In alternativa, come già discusso precedentemente, si possono utilizzare radio sonde dalle quali si ottengono i profili di temperatura. A causa del trasporto aereo prodotto dal vento, anche queste sono soggette a restrizioni sull'utilizzo dall'aviazione civile.

Per evidenziare il fenomeno dell'isola di calore sono necessarie almeno due stazioni di rilevamento, che acquisiscano in simultanea.

Un metodo alternativo per determinare il *BLUHI* è quello di strumentare con sensori di temperatura un aereo ed effettuare più transetti di temperatura sull'area urbana (metodo cinematico).

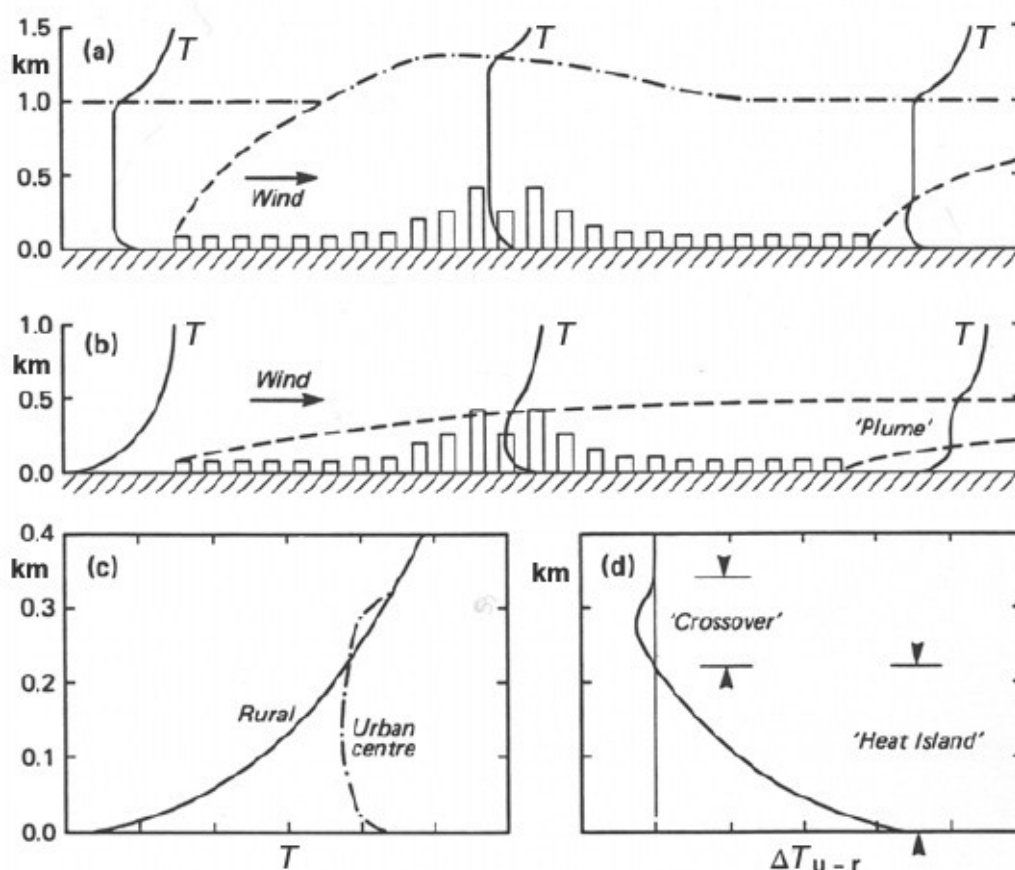


Figura 45: Esempio di valutazione di BLUHI (Oke, 1982): (a) diurno, (b) notturno, (c) sovrapposizione dei profili notturni, (d) andamento in quota della differenza tra temperatura urbana notturna e rurale.

In figura 45 sono riportati alcuni rilievi di *BLUHI* effettuati in ore diurne (a) e notturne (b); si noti come nelle ore diurne il limite del Boundary Layer si alzi in atmosfera oltre il *km* di quota e la temperatura, superati i 500 *m* si mantenga costante in atmosfera. Ricordiamo che durante il giorno l'intensità dell'isola di calore è relativamente bassa con dei minimi in presenza di zone ombreggiate o in presenza di materiali che assorbono calore.

Nelle ore notturne è evidente l'effetto "piuma" dell'isola di calore verso le aree rurali, fuori dal comprensorio urbano. In (c) sono sovrapposti i profili verticali delle temperature notturne rurali ed urbana: è evidente il fenomeno dell'isola di

calore, che in (d) si dimostra essere sempre meno evidente all'aumentare della quota. A circa 200 m si verifica un attraversamento (*crossover*), che segna una “inversione di ruoli”, essendo l'ambiente rurale più caldo rispetto a quello urbano.

3.2.2 *Misura del CLUHI (Canopy Layer Urban Heat Island)*

Il Canopy Layer Urban Heat Island (*CLUHI*) si estende come visto dalla quota del terreno alla sommità della copertura degli edifici. Il rilievo dell'isola di calore urbano in questo range atmosferico è fortemente influenzata da effetti climatici su scala locale e da effetti climatici di microscala.

Il rilievo statico dell'*UHI* può essere ottenuto realizzando una rete (*network*) di sensori posizionati ad una altezza standard di riferimento, definita in letteratura *screen level* a circa in 1,30 m (figura 48.E, pag. 118).

Secondo Voogt (<http://epa.gov/>), il disegno del network deve essere tale da soddisfare le caratteristiche del modello concettuale di Lowry specialmente nei criteri di localizzazione dei sensori in area urbana e rurale. In particolare la localizzazione dei sensori in area urbana offre fonte di indecisione per le seguenti motivazioni:

- può non essere semplice interpretare il dato termico misurato per scindere le componenti accidentali dovute ad effetti microclimatici dalla temperatura di riferimento, come mostrato nel modello proposto da Lowry;
- ciascun sensore indaga una porzione di atmosfera, ma non è possibile sapere per quanta di questa porzione la misura sia rappresentativa;

Questi sensori, devono inoltre essere adeguatamente schermati dalla radiazione solare diretta ed eventualmente essere ventilati forzatamente.

La buona qualità dei dati del rilievo di temperatura è quindi fortemente vincolata alle condizioni in cui si trova il sensore di temperatura, cioè ai fattori che influenzano istante per istante il dato rilevato. Questi fattori di incertezza dovranno essere accuratamente riportati in monografia, insieme alle caratteristiche distintive del punto rilevato; troveremo dunque ad esempio:

- ✓ Nome del punto;
- ✓ Luogo (via, quartiere, comune, provincia);
- ✓ Materiale o tipo di copertura;
- ✓ Posizionamento (coordinate geografiche e cartografiche, indicazioni sull'accuratezza);
- ✓ Arco temporale di acquisizione;
- ✓ Strumentazione;
- ✓ Altezza dal suolo;
- ✓ Fotografie del punto ripreso a diverse scale di presa, e presa panoramica dell'ambiente circostante quando possibile.

Due esempi di monografia per punti sono proposti in Appendice B.

Altri fattori possono interessare per correzioni specifiche come la velocità del vento (valutabile con un anemometro) o la classe di rugosità della copertura.

Un altro metodo per ottenere buone stime del *CLUHI* è la realizzazione di transetti di temperatura in cinematico, utilizzando un'autovettura adeguatamente strumentata.

Sempre Voogt definisce alcuni requisiti importanti per ottenere stime accurate del fenomeno *UHI* in cinematico:

- E' necessario apportare correzioni per le variazioni di temperatura durante il tempo della traversata; almeno i dati iniziali e finali registrati devono essere comuni ad un riferimento termico fisso. Le correzioni possono essere apportate assumendo modelli di raffreddamento lineare o logaritmico, ma le funzioni potrebbero non rappresentare adeguatamente il fenomeno di variazione nel tempo; se dovesse verificarsi questa eventualità una possibile soluzione è riferire il campo di temperature ad un istante prefissato, ad esempio quello iniziale;
- è importante considerare le condizioni di esposizione all'aria e, più in generale, all'ambiente, della strumentazione di rilievo. I sensori di temperatura, come nel caso statico, devono essere adeguatamente schermati dalla radiazione solare diretta ed eventualmente ventilati

- forzatamente; bisogna evitare l'esposizione al calore del motore e/o agli scarichi diretti di altri veicoli;
- è consigliabile la presenza di un ricevitore GPS che consenta la materializzazione puntuale dei dati termici rilevati;
 - considerazioni devono essere infine fatte sulle velocità di percorrenza dei transetti e sul rapporto tra il campionamento spaziale e temporale, tenendo a mente che la strumentazione presenta una propria inerzia termica ed un periodo di adattamento alla temperatura;

Un esempio di utilizzo di reti di monitoraggio con sensori fissi per la valutazione di *CLUHI* è stato pubblicato da Sullivan (2009), riguardante l'utilizzo di sensori di temperatura (data loggers) a basso costo per la valutazione dell'isola di calore urbano sulla città di Tampa (Florida).

La sperimentazione è stata condotta materializzando una rete di 94 sensori di temperatura, con capacità risolvibile dichiarata di 0,125 °C ed una accuratezza dell'ordine di 1 °C. Per determinare la posizione dei sensori all'interno dell'area di studio è stato utilizzato il *tool Hawth* implementato in ArcGIS. La generazione della maglia di punti non è stata casuale, ma influenzata dall'introduzione di un peso. Il peso in questione era costituito da un'immagine raster i cui valori di *DN* rappresentavano, in un range da 0 a 100, la permeabilità della superficie urbana rispetto a quella rurale nell'area di studio (prodotto *USGS*, 2002). In questo modo, pur utilizzando una routine di campionamento casuale, si sono indagate quelle aree che presentavano una percentuale maggiore di superficie impermeabile e quindi un maggiore peso contributivo sul fenomeno *UHI*.

La figura 46 mostra il posizionamento planimetrico dei sensori nell'area di studio. Per quanto riguarda la posizione altimetrica, in accordo con i criteri visti in precedenza, si è materializzato uno *screen level* ad un'altezza di circa 2,00 m, scegliendo di posizionare i sensori sui pali della rete elettrica cittadina (figura 46), con esposizione a Nord per limitare gli effetti della radiazione solare diretta.

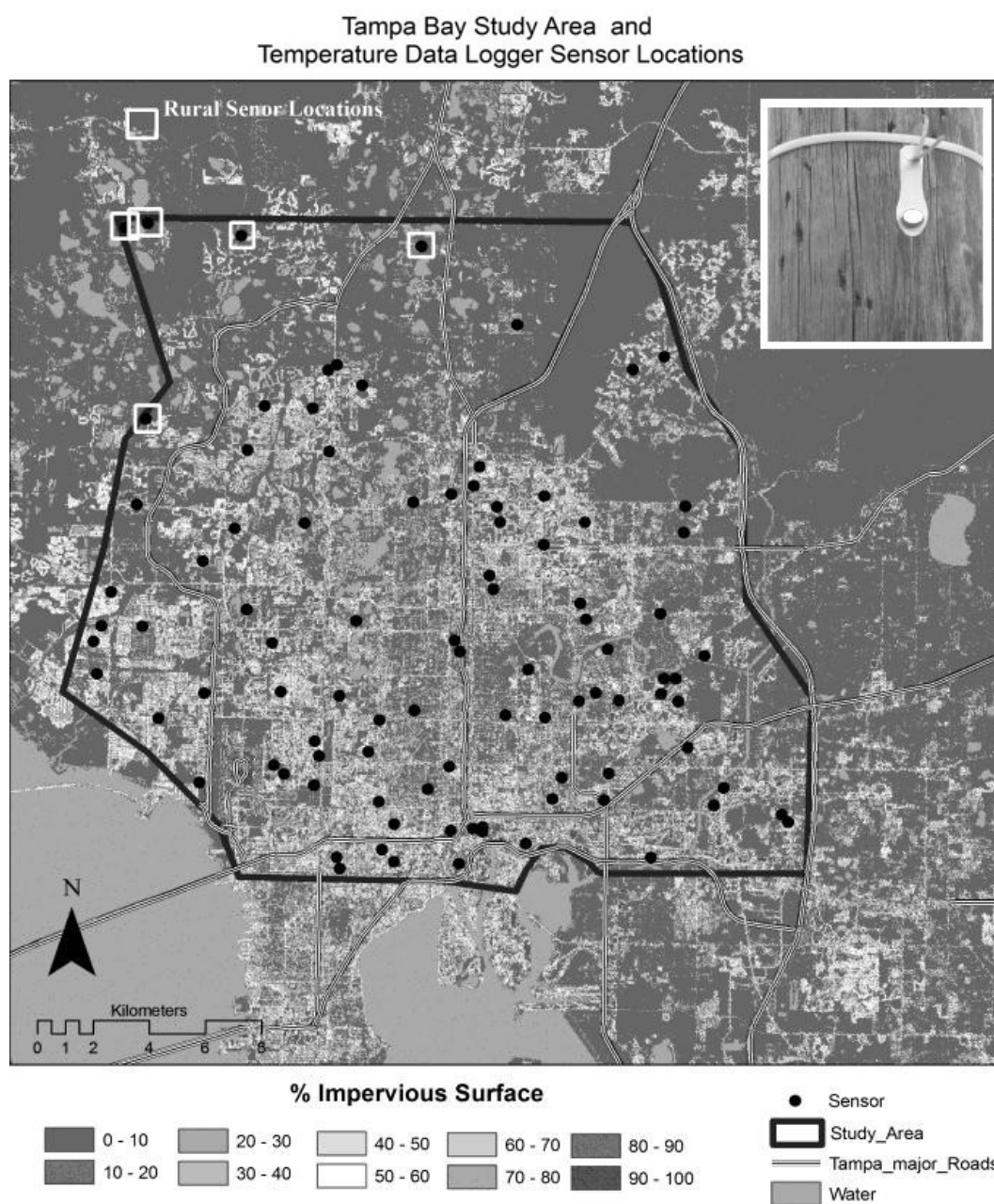


Figura 46: Posizionamento planimetrico dei sensori (data loggers) di temperatura sull'area di studio. In alto a sinistra nell'immagine, un esempio di posizionamento del sensore su palo elettrico. Interessante notare che solo 5 dei 94 sensori utilizzati sono posti in area rurale, e comunque non equamente distribuiti sull'area di studio.

La campagna di registrazione dei dati di temperatura è stata condotta nell'estate del 2007 con intervallo di campionamento dati di 30 *min*. Un secondo periodo di campionamento, nell'estate del 2008, è stato utilizzato per convalidare i dati raccolti durante l'estate del 2007.

Grazie alla densità di distribuzione dei sensori, e all'uso di modelli di interpolazione spaziale, è stato possibile discriminare il fenomeno di *CLUHI* in

una mappa delle temperature. Riportiamo di seguito i risultati ottenuti sulla distribuzione spaziale delle differenze di temperatura (ΔT_{u-r}) nell’area di studio. Le figure 47 e 48 descrivono rispettivamente la distribuzione spaziale dei valori di ΔT_{u-r} del 2007 alle ore 11:30 del mattino ed alle 15:00 del pomeriggio.

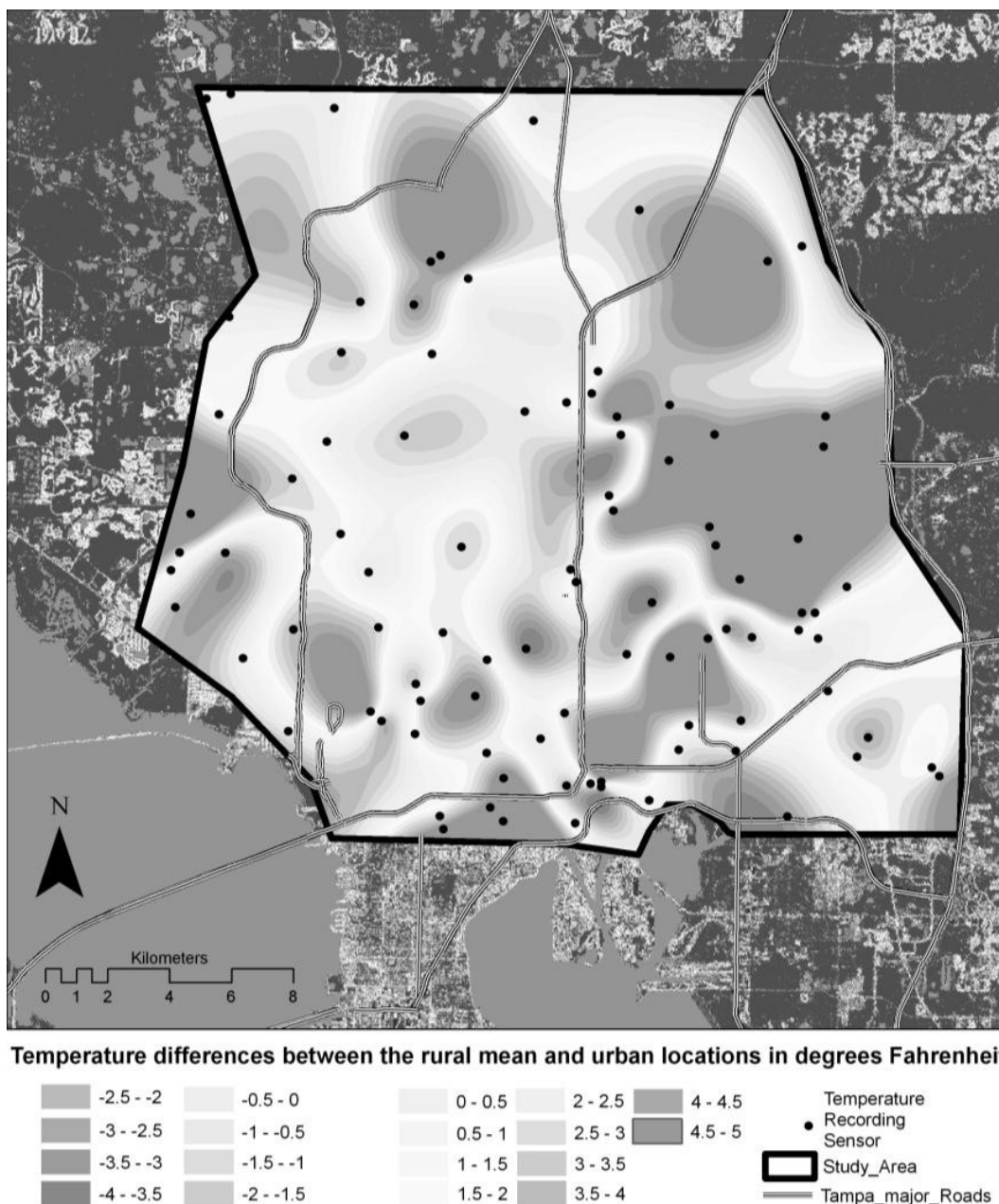


Figura 47: Mappa delle differenze di temperature alle ore 11:30 del mattino (2007) nell’area di studio di Tampa. Scala delle temperature in gradi Fahrenheit.

Visto in una prospettiva spaziale, i dati provenienti dai sensori di temperatura tendono ad indicare che il fenomeno dell’UHI non è omogeneo, e di fatto varia spazialmente all’interno di un’area urbana.

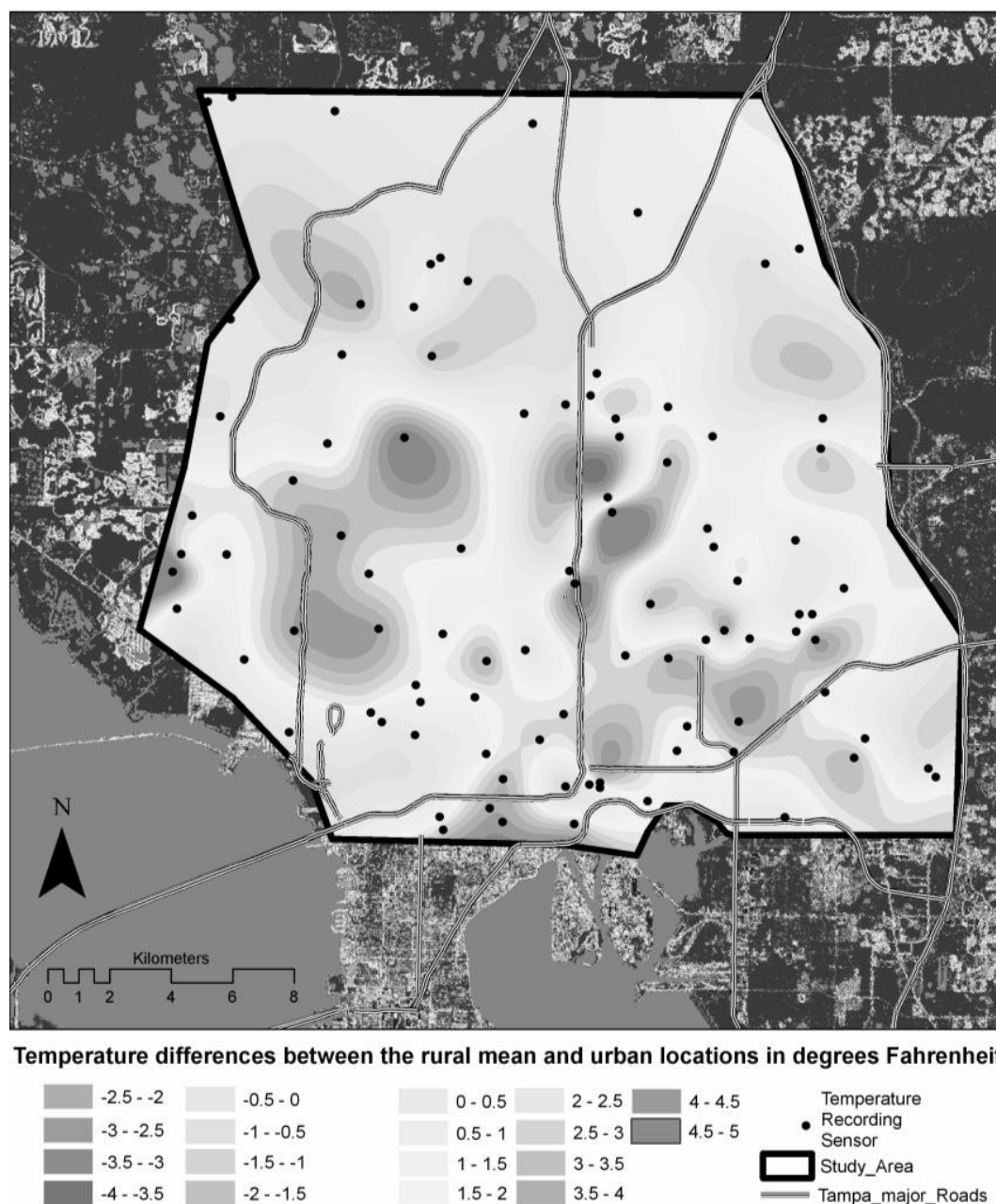


Figura 47: Mappa delle differenze di temperature alle ore 15:00 del mattino (2007) nell'area di studio di Tampa. Scala delle temperature in gradi Fahrenheit.

Il confronto tra il pattern di temperatura delle ore 11:30 con quello ottenuto per le ore 15:00 (Figura 9) indica che l'isola di calore per l'area di studio di Tampa varia non solo spazialmente, ma anche temporalmente. Ulteriori ricerche (non descritte qui) hanno dimostrato che esiste un rapporto diretto molto significativo tra la percentuale di superficie impermeabile nell'area di studio di Tampa e la variazione spaziale e temporale della differenza di temperatura dovuta al fenomeno UHI.

3.2.3 Misura del *SUHI* (*Surface Urban Heat Island*)

Prima di entrare nel dettaglio della valutazione del *SUHI* è necessario mostrare le superfici di interesse nello studio dei fenomeni termici urbani. Queste rappresentazioni hanno un ruolo primario nel caratterizzare il telerilevamento dell'isola di calore urbana ma altrettanto nel rendere confrontabili i dati telerilevati con quelli misurati attraverso differenti tecniche, o derivanti dalla risoluzione di modelli di comportamento urbano analitici o empirici. Voogt e Oke (2003) forniscono un semplice schema riassuntivo.

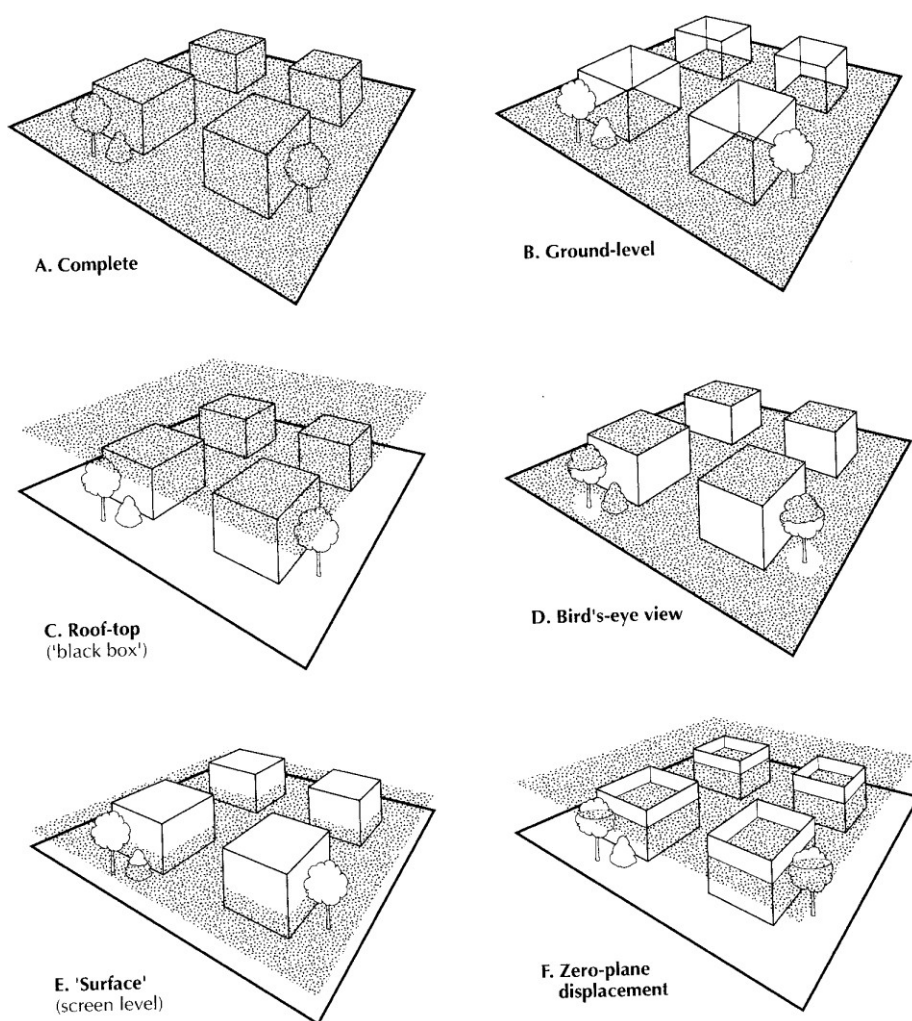


Figura 48: Superfici definite su differenti layer atmosferici.

La più completa superficie che possiamo immaginare è la *complete urban surface*, che di solito si ottiene modellando la superficie urbana con l'utilizzo di dati termici superficiali telerilevati e di contatto, in un'ottica di rilievo multiscala (fig.

48.A). Normalmente, nel telerilevamento termico, si definisce una superficie "visibile" dal sensore. Per esempio riportiamo un piano definito al suolo (fig. 48.A) o al di sopra del livello dei tetti (fig. 48.C) ipotizzando così il canopy layer come una sorta di "scatola nera"; più diffusa è la visione a volo d'uccello (*bird's - eye view*), ripresa tipica della camera termica su piattaforma aerea o satellitare (fig. 48.D). Abbiamo in precedenza considerato il livello di osservazione *screen level*, coincidente con il piano di osservazione dei termometri statici (fig. 48.E). In talune applicazioni si considera un piano definito ad una altezza intermedia del canopy layer, ad esempio per particolari tipologie di modello integrato di comportamento termico dell'area urbana (fig. 49.F).

Per il rilievo della Surface Heat Island è possibile utilizzare camere termiche montate su piattaforme aeree o satellitari.

Le analisi termiche basate su dati telerilevati da sensori montati su piattaforma aerea presentano le seguenti caratteristiche:

- ✓ generalmente i sensori hanno una elevata risoluzione spaziale, dipendente dal tipo di sensore e dalla quota di volo; consentono l'analisi a scala del singolo edificio;
- ✓ le temperature superficiali ottenute sono utilizzate per creare mappe di perdita di calore (*heat - loss maps*);
- ✓ l'acquisizione dei dati presenta maggiore flessibilità rispetto al caso spaziale, ma è necessaria una dettagliata pianificazione della missione;
- ✓ i dati sono meno influenzati dalle interazioni con l'atmosfera;
- ✓ l'area investigata è minore di quella ripresa da un sensore satellitare, questo per mantenere la coerenza temporale dei dati rilevati (bassa copertura);
- ✓ possibilità di rilevamento simultaneo di diversi parametri atmosferici quali temperatura, umidità, pressione, tenore di vapore acqueo in atmosfera.
- ✓ i movimenti dell'aereo introducono distorsioni sulle immagini acquisite che devono essere opportunamente corretti.

A titolo di cronaca citiamo tre dei principali sensori utilizzati oggi nei rilievi termici da piattaforma aerea: *TIMS (Thermal Infrared Multispectral Scanner)*, *ATLAS (Advanced Thermal and Land Applications Sensor)*, *TABI (Thermal Airborne Broadband Imager)*.

Allo stesso modo, possiamo fare considerazioni sulle analisi termiche basate su dati telerilevati da sensori montati su piattaforme satellitari:

- ✓ i sensori hanno basse risoluzioni spaziali, essendo più basse le radiazioni termiche emesse alle lunghezze d'onda dell'infrarosso;
- ✓ alta è la risoluzione spettrale rispetto ai sensori montati su piattaforma aerea: i sensori nel *TIR* acquisiscono più di una band in genere (es. *ASTER*);
- ✓ le immagini sono disponibili a intervalli regolari di tempo, e senza la necessità di pianificare la missione;
- ✓ necessitano di adeguate correzioni atmosferiche per ottenere la temperatura di superficie a partire dalla radianza misurata al sensore;
- ✓ la copertura è più ampia e consente analisi a scala regionale o nazionale;
- ✓ le immagini sono reperibili a basso costo.

Le tecniche di rilevamento del Thermal Remote Sensing garantiscono acquisizione di data - set (immagini) che assumono una valenza spaziale notevolmente più rappresentativa della distribuzione spaziale del dato puntuale rilevato con tecniche tradizionali; questo influisce positivamente sulla visione "spaziale" della distribuzione superficiale della temperatura, estendendo lo studio ad aree più ampie delle sole aree urbane.

Tuttavia alcuni limiti esistono ancora oggi nello studio dei processi climatici urbani con il telerilevamento termico, tanto da portare Voogt e Oke (2003) ad affermare che il telerilevamento termico di aree urbane ha avuto per oltre 15 anni una lenta evoluzione, che non è andata oltre la descrizione qualitativa dei modelli termici e delle semplici correlazioni.

Abbiamo visto trattando il problema della scala climatica di valutazione dei fenomeni termici che tanto più ci avviciniamo alla superficie degli oggetti, quanto

più questi saranno influenzati da fattori di microscala. L'impatto delle micro - avvezioni (movimento orizzontale massivo d'aria tra zone con valori diversi di temperatura o pressione, che porta ad un mutamento meteorologico) sulla stima della temperatura delle superfici è stato indagato da Stoll e Brazel (Voogt e Oke, 2003), i quali riscontrarono che le correlazioni tra la temperatura superficiale e quella dell'aria, misurate mediante una stazione terrestre, potrebbero essere largamente spiegate osservando la miscela atmosferica, la velocità media del vento e le proprietà termiche dei materiali costituenti la superficie.

Quando si estende l'analisi ad una scala più ampia, mediante osservazioni aeree della temperatura di radianza (*brightness temperature*) al sensore, le correlazioni diventano più povere a causa della "miscela di superfici" presenti all'interno dell'*IFOV* (*Istantaneous Field Of View*) del sensore. Alle scale tipiche dei sensori satellitari, l'*IFOV* di un sensore termico osserverà un sostanziale mix di superfici che incorporano una significativa quantità di fattori di variabilità, in questo modo le correlazioni attese includeranno un rumore consistente.

Alla luce di ciò, quando si utilizza il telerilevamento termico per visualizzare le caratteristiche termiche della superficie urbana, è necessario tenere presente che:

- ✓ ciò che osserviamo rappresenta le caratteristiche di una superficie particolare, costituita dalle superfici esposte alla visuale dell'*IFOV* del sensore, che effettua una ripresa solitamente a volo d'uccello (*bird's - eye view*);
- ✓ la "zona sorgente " per il sensore remoto generalmente non coincide con quella che potrebbe rilevare un sensore di verità a terra; per il sensore a terra dobbiamo considerare gli effetti prodotti sull'area investigata dalla direzione del vento, dall'altezza del sensore, dalla stabilità atmosferica e dalle turbolenze.

Una efficace rappresentazione di questo problema è data in figura 49. Si nota chiaramente che l'*IFOV* del sensore (orma bianca) non inquadra tutte le superfici che investe, mentre il sensore a terra, inserito nel contesto urbano "vede" solo gli effetti su microscala originati dalla sua zona sorgente.

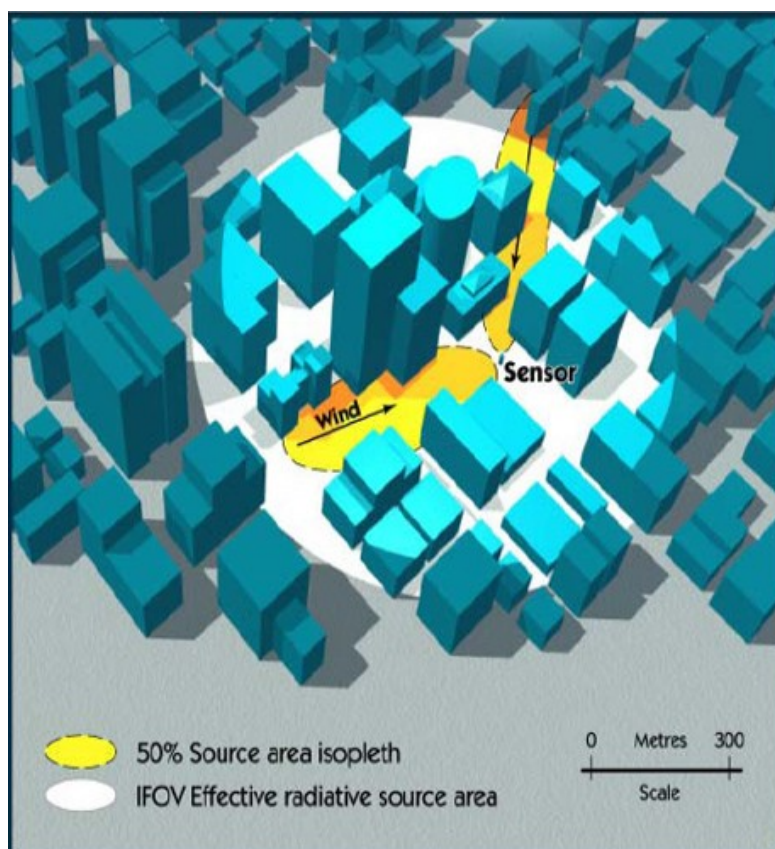


Figura 49: Confronto tra la “capacità di misura” di un sensore remoto ed uno strumento a terra.

La correlazione della temperatura superficiale con la temperatura dell’aria è nettamente migliore nelle ore notturne, dove l’avvezione nella microscala atmosferica è alquanto ridotta. Nelle ipotesi di cielo sereno e calma di vento, quando quindi il fenomeno *UHI* è massimo, si può ipotizzare che i processi nella microscala atmosferica dipendano principalmente dalle proprietà termiche della superficie e dallo *Sky View Factor (SVF)*, che indica il rapporto tra l’area visibile del cielo e la zona coperta dalle strutture urbane. Esistono molti modelli per la valutazione dell’*SVF*, a diversi livelli di difficoltà; spesso vengono utilizzate piattaforme *GIS* per la sua valutazione. Possiamo esprimerlo semplicemente come:

$$SVF = \frac{H}{F}$$

dove:

H = altezza principale degli edifici del canyon urbano;

F = larghezza del canyon urbano.

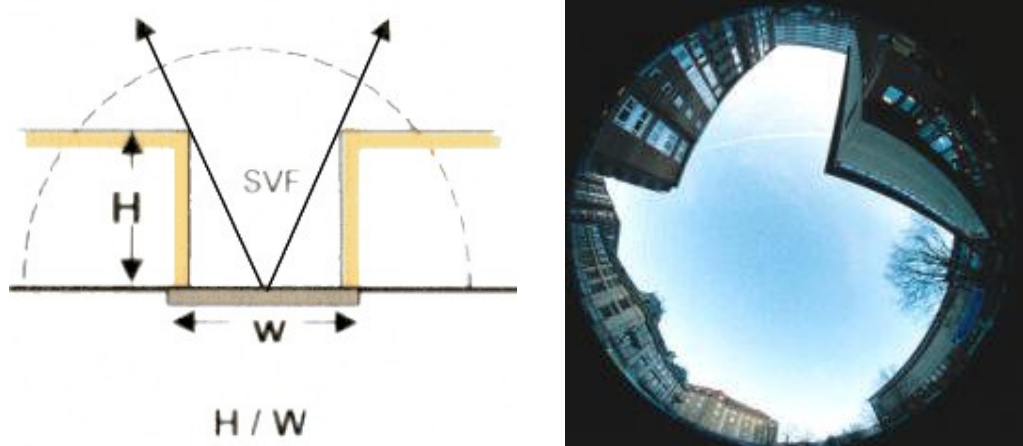


Figura 50: Schema per la valutazione dello Sky View Factor. A destra una immagine emisferica rappresentante lo SVF, anche detta “fisheye”.

La natura tridimensionale della superficie urbana, associata a considerazioni geometriche a proposito dei sensori e dell'irraggiamento solare, implica che (Voogt e Oke, 2003):

- ✓ le superfici urbane siano rappresentati da schemi di temperatura molto ben modellati nella microscala, che sono influenzati dal relativo orientamento della superficie urbana stessa verso il Sole (o verso il cielo durante la notte), come pure dalle proprietà termiche delle superfici. Le proprietà termiche delle superfici variano con la loro ubicazione ed il loro orientamento, a tal punto che, ad esempio, le proprietà termiche delle coperture sono differenti dalle proprietà dei muri perimetrali seppur realizzati con gli stessi materiali (es. laterizio);
- ✓ una visione più realistica dello stato termico della superficie urbana è garantita quando si utilizzino sensori con un basso valore di IFOV (alta risoluzione geometrica), o che consentano altresì di visualizzare in 3D le superfici ruvide.
- ✓ Congiuntamente, queste due proprietà conducono alla definizione di una efficace anisotropia del flusso di radiazioni di onde lunghe dalla superficie urbana, cioè è possibile considerare variazioni direzionali del sensore nella rilevazione della radianza ad onde lunghe non solo sul *SUHI*. Il termine “efficace” anisotropia, è usato per indicare che si tratta di una funzione della struttura della superficie distinta dalle proprietà (supposte) delle superfici lambertiane di ogni singolo componente della superficie.

In alcuni casi, gli effetti derivanti dall'anisotropia, dovuti alla differenza di temperatura, non sono distinguibili dagli effetti dell'emissività dovuti alla rugosità della superfici.

Le considerazioni sulla natura tridimensionale può portare lo studio del problema termico sino al livello del singolo edificio.

Molti studi hanno utilizzato il telerilevamento nell'infrarosso termico per esaminare la struttura spaziale dei modelli di temperatura urbana e le loro relazioni con le caratteristiche della superficie urbana. Le tecniche multi - spettrali sono ora più frequentemente utilizzate perché permettono di eseguire una stima dell'uso del suolo o indagare la tipologia di copertura dello stesso ed al medesimo tempo, ottenere un'immagine termica dell'area investigata.

Alcune recenti pubblicazioni, affrontano problematiche relative alla rugosità delle superfici in tre dimensioni, attraverso una combinazione di osservazioni radiometriche della temperatura, di tipo terrestre e di tipo satellitare, allo scopo di generare una stima della temperatura radiometrica urbana più rappresentativa (Iino e Hoyano, 1996; Nichol, 1998; Voogt e Oke, 1997).

Queste tecniche di studio si basano anche sull'utilizzo di camere termiche terrestri. Queste presentano alcune caratteristiche particolari:

- ✓ forniscono un'unica prospettiva dell'ambiente urbano;
- ✓ hanno buone risoluzioni geometriche in funzione della distanza di presa, ma hanno un punto di forza sull'elevata risoluzione temporale;
- ✓ le immagini termiche non necessitano di correzione atmosferica.

Grazie allo studio termico della superficie urbana con sensori remoti, si è potuto osservare anche l'effetto opposto a quello prodotto dall'isola di calore, cioè la perdita di calore nelle aree urbane.

Il raffreddamento urbano, anche chiamato "*isola di calore negativa*", può semplicemente essere considerato come una breve fase nello sviluppo dell'UHI che si verifica durante il mattino e verso il periodo di mezzogiorno a causa della differenza di riscaldamento tra l'ambiente urbano e l'ambiente rurale (Oke, 1987).

Questo fenomeno si crea principalmente durante il mattino nelle zone urbane

circondate da vegetazione sparsa, ed è stato osservato in città con clima temperato, tropicale, semi-aride e climi aridi. L'isola di calore negativa è un processo che si sviluppa maggiormente in quelle zone che hanno superfici dotate di una elevata inerzia termica oppure in aree ombreggiate e riparate dalla radiazione solare. Anche l'albedo può essere considerato un elemento che contribuisce alla formazione del raffreddamento urbano; in alcune città vengono utilizzati materiali da costruzioni e vernici che aumentano la riflessione della radiazione elettromagnetica, e la gestione del territorio, in termini di pianificazione urbanistica, è disegnata in modo tale da minimizzare la penetrazione dei raggi solari sulle strade, favorendo l'abbassamento della temperatura della superficie urbana (Oke, 1987).

3.3 Cenni sulla modellazione di fenomeni termici e UHI

Per comprendere le caratteristiche del clima urbano, la comunità scientifica internazionale ha nel tempo condotto campagne di misura in città reali durante le quali i dati sono stati acquisiti utilizzando come supporto le torri, gli aerei e i satelliti. Tuttavia, tali studi su vasta scala non sempre hanno fornito una comprensione del problema locale, e in conseguenza, nemmeno una comprensione globale dei complicati processi fisici che contribuiscono al clima urbano. Esistono metodi complementari, di studio dei fenomeni termici urbani e delle condizioni che li influenzano, basati principalmente su simulazioni numeriche, modelli empirici, modelli in scala.

Simulazioni numeriche (con codice di calcolo)

Queste spaziano da semplici ad altamente complesse. La temperatura superficiale, ed in generale tutti i fenomeni termici dipendono dal bilancio energetico. Un semplice modello di bilancio termico urbano può essere il seguente:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad [Wm^{-2}]$$

dove:

Q^* = radiazione netta;

Q_F = flusso di calore antropico, valutabile come:

$$Q_F = Q_{veicolare} + Q_{statico} + Q_{metabolico}$$

Q_H = flusso di calore sensibile;

Q_E = flusso di calore latente;

ΔQ_s = flusso di calore trattenuto e rilasciato;

ΔQ_A = flusso netto di calore generato da fenomeni avvettivi;

Esistono interessanti modelli, più raffinati, che descrivono il comportamento delle superfici che si affacciano sui *canyon urbani* (figura 51).

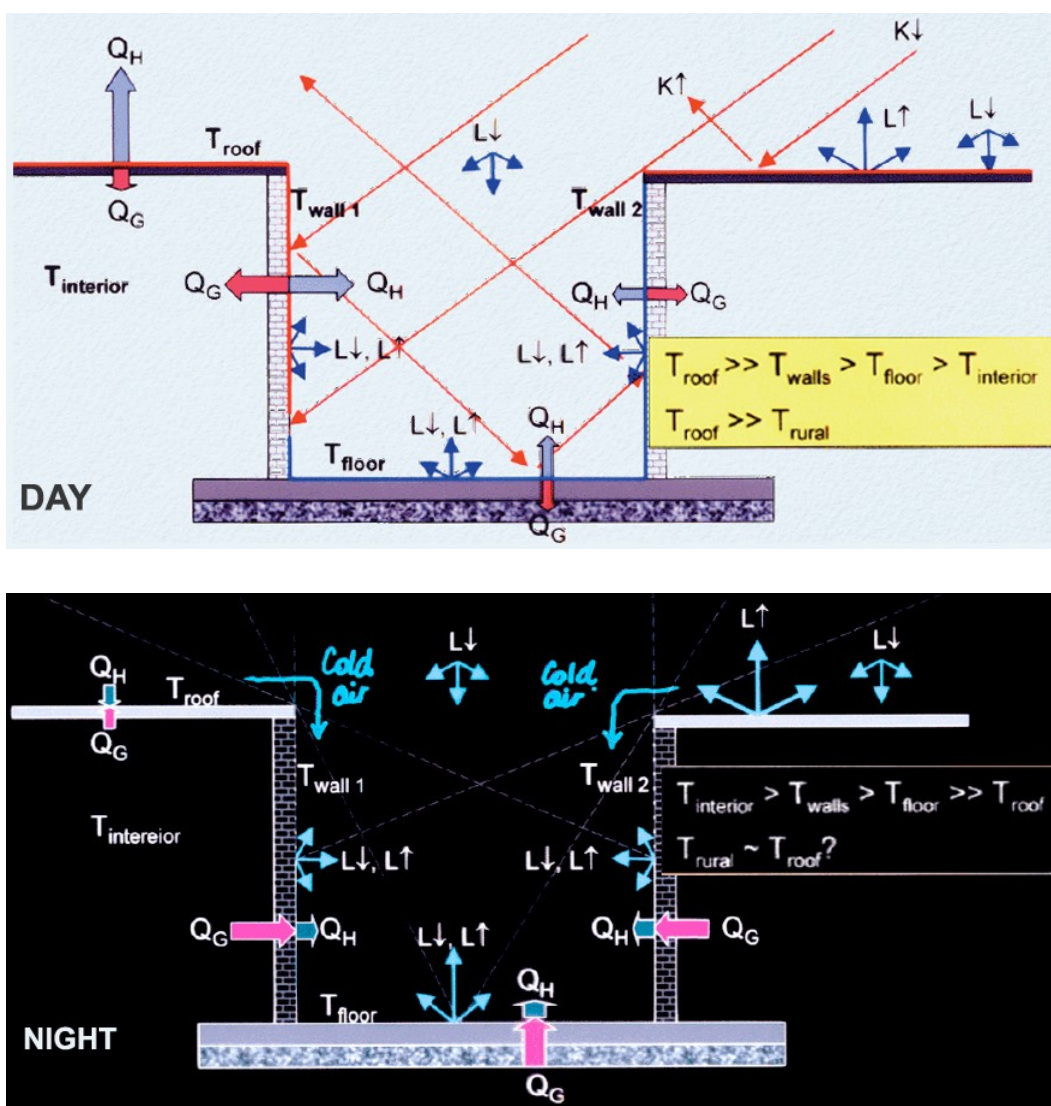


Figura 51: Schemi di bilancio termico di superfici affacciate a canyon urbani. In alto il bilancio diurno, sotto il caso notturno.

Il bilancio energetico di ciascuna superficie è disciplinato dalle sue proprietà:

- l'orientamento e l'esposizione al Sole, al cielo (SVF), e al vento;
- la capacità di riflettere la radiazione solare infrarossa, e di emettere alla stessa lunghezza d'onda nel *TIR*;
- permeabilità della superficie al vapor acqueo;
- capacità della superficie di condurre e diffondere calore;
- rugosità.

I modelli numerici possono riguardare strati dell'atmosfera singoli o multipli come pure superfici a livello del suolo; i modelli possono includere osservazioni e dati misurati e avere carattere previsionale nel tempo (modelli *forecasting*).

Modelli in scala

Questi modelli hanno il vantaggio di consentire misure complete su superfici relativamente uniformi. E' possibile studiare particolari interazioni e processi fisici, ad esempio l'effetto della rugosità superficiale urbana, che dal modello in scala risulta più completa rispetto a quella determinata in un vero e proprio spazio urbano. Alcuni esempi di modelli di interazione in scala sono approfondibili sul sito <http://www.ide.titech.ac.jp/~kandalab/COSMO/COSMO>

3.4 Un esempio di rilievo termico urbano multiscala: il progetto europeo EnergyCity

Generalità

EnergyCity (www.energycity2013.eu/) è un progetto finanziato dalla Comunità Europea, che persegue la riduzione dei consumi energetici e delle emissioni di gas serra (principalmente CO₂) in alcune città del centro Europa, a cui partecipa l'Università di Bologna con il Dipartimento *DICAM*. Il gruppo di ricerca del *DICAM* si occupa in particolare, anche con funzioni di coordinamento, della parte relativa all'acquisizione aerea e satellitare ed alla successiva elaborazione dei dati. Le città metropolitane sono costituite per l'ottanta per cento da edifici che sono i diretti responsabili del settantacinque per cento delle emissioni di anidride carbonica in atmosfera. Essi rappresentano quindi un chiaro ambito sul quale gli

sforzi devono essere concentrati, con l'intento di migliorarne l'efficienza energetica e renderli in grado di offrire vantaggi sostanziali nella lotta contro il cambiamento climatico globale.

EnergyCity raccoglierà un ampio *data - set* digitale in sette città del centro Europa (Budapest, Praga, Monaco, Bologna, Treviso, Ludwigsburg e Velenje) tramite sondaggi aerei e terrestri.

Aree urbane selezionate delle città facenti parte al progetto saranno sorvolate per raccogliere immagini termiche utilizzando termocamere montate su piattaforma aerea. Queste immagini mostreranno le perdite di energia termica dagli edifici, le caratteristiche termiche del suolo e persino oggetti e loro caratteristiche termiche nel sottosuolo.

La collaborazione in EnergyCity comprende un mix ben equilibrato di partner provenienti da due settori principali: città/enti locali da un lato e Università/istituti di ricerca, dall'altro. Le istituzioni accademiche o di ricerca svolgono un ruolo scientifico di primo piano, fondamentale per garantire un adeguato supporto alle città ed alle autorità locali nel progetto di acquisire un adeguato livello di intelligenza geografica e conoscenza tecnica, necessarie per supportare la pianificazione delle azioni contro l'innalzamento crescente dei livelli di emissione di gas serra in ambiente e l'utilizzo di energia.

Il progetto

EnergyCity intende contribuire alla diffusione nell'utilizzo di fonti di energia rinnovabile e nell'attuazione di pratiche di efficienza energetica nelle città dell'Europa centrale attraverso l'attuazione di queste attività:

- *data catalogue*: è una rassegna completa dei dati disponibili, con accesso diretto alle informazioni pertinenti e agli indici. Comprende anche l'informazione sugli attuali modelli energetici urbani e sugli strumenti impiegati, come le tecniche di Thermal Remote Sensing. L'uso del catalogo di dati è raccomandato per gli ingegneri ed esperti del settore;
- *data collection and system development*: per raggiungere l'obiettivo principale del progetto di riduzione delle emissioni di CO₂ ed il consumo di energia, alle sette città afferenti al progetto è necessario un alto livello

di conoscenza spaziale. Le informazioni geografiche di ciascuna città saranno rese disponibili e migliorate all'interno del progetto, per consentire l'elevazione del livello decisionale non solo al distretto urbano, o la strada, ma all'edificio. Un set completo di dati digitali (termici, multi e iperspettrali, topografici e metrologici) necessari per misurare le proprietà energetiche degli edifici e delle loro caratteristiche strutturali sarà raccolto in sette aree urbane di prova tramite sondaggi aerei e a terra. Tali dati saranno analizzati per costituire livelli di sfondo e database standardizzati, inseriti infine in un sistema spaziale di supporto decisionale multicriterio (*GIS*);

- *information and knowledge base and glossary*: è una panoramica sullo stato dell'arte nel rilevamento termico urbano e lo studio energetico delle città; si tratta di analisi e revisione di precedenti applicazioni e sperimentazioni riguardanti la dispersione energetica e le emissioni di CO₂ nelle città, il thermal mapping per l'efficienza energetica e l'utilizzo di dati multi e iperspettrali per la classificazione delle coperture edilizie.

Allo stato dell'arte sono collegati gli studi sul Thermal Remote Sensing, sull'applicabilità dei dati telerilevati per analisi termiche in differenti ambiti urbani, su scale differenti, e la realizzazione di un comune *glossario*, contenente la terminologia relativa alla termografia, al Remote Sensing ed al processamento delle immagini digitali.

- *implementation of common action in cities and development of a common transnational strategy*: l'atto finale del progetto consiste nello sviluppo di un documento politico di raccomandazioni supportate e integrate da casi di studio, strumenti ed esempi sviluppati dal partenariato EnergyCity, che costituiscano un contributo verso una politica europea volta all'efficienza energetica delle città.

Le attività di progetto sono state articolate dai partners in sette pacchetti di lavoro (Work Packages):

- ✓ WP0 - Project preparation;
- ✓ WP1 - Project management and coordination;
- ✓ WP2 - Communication, knowledge management and dissemination;

- ✓ WP3 - Information and knowledge base;
- ✓ WP4 - Data collection & System Development;
- ✓ WP5 - Implementation of common actions in cities;
- ✓ WP6 - Assessment of results and development of a common transnational strategy;

L’attività di rilievo del WP4, con inizio previsto il 30/11/2010, a causa di problemi meccanici della piattaforma aerea è stata posticipata a inizio 2011 Dal febbraio 2011, a seguito dei ritardi, si è cominciata l’acquisizione dei dati, con la realizzazione di alcune campagne test ed i voli sulle città di Bologna, Treviso e Velenje.

La campagna di rilievo:

La superficie complessiva che interessa il rilievo è di circa 300 km², distribuiti sulle sette città che partecipano al progetto. Le riprese aeree vengono effettuate con due camere differenti, una iperspettrale a 252 bande ed una termica nella finestra 8-13 µm (vedi tabella 11).



Rilievo Iperspettrale (diurno)	Thermal Data (Notturno)
AISA Eagle 1K (Hyperspectral + GPS/IMU)	Camera termica NEC TS9260
	
Sensore push - broom (1024 pixels)	Spectral range: 8 -13 µm
Range 400-940 nm (VNIR) – max 252 bande	Ris: 640x480 Accuratezza: ±2 °C

Tabella 11: Caratteristiche tecniche principali delle camere montate su piattaforma aerea per acquisizione di dati termici e iperspettrali (progetto EnergyCity).

La quota di volo, per ottenere una risoluzione a terra di circa 50 cm, è di circa 700 m. Il tempo totale di volo è di circa 15 ore distribuito su 12 giorni; ogni campagna è dunque della durata di circa 2 ore.

Durante i rilievi sulla piattaforma aerea verranno utilizzati altri strumenti per la misura dei principali parametri atmosferici, mostrati in tabella 12. I dati atmosferici così ottenuti saranno utilizzati sia per il processing delle immagini, che per l'applicazione dei modelli energetici.




<p>Sensore di umidità, pressione dell'aria e temperatura atmosferica</p>	
<p>Sensore di misura della concentrazione di CO₂ ad alta risoluzione (risoluzione nominale $e^{0.05}$ ppm)</p>	
<p>Misuratore laser della concentrazione di particolato, in grado di misurare particelle con Diametro Aerodinamico Equivalente da 0.3 a 10 μm</p>	

Tabella 12: Sensori integrati su piattaforma aerea per acquisizione di dati atmosferici (progetto EnergyCity).

Durante lo svolgimento dei rilievi aerei, verranno effettuati simultaneamente dei rilievi di temperatura a terra, utilizzando una camera termica terrestre, le cui caratteristiche sono riassunte in tabella 13.. Questi rilievi di verità a terra, sono necessari alla validazione ed alla calibrazione delle temperature derivate dalle immagini aeree.

I punti di verità a terra sono target tape di materiale ad alta emissività nota (nastro isolante nero, con $\epsilon \sim 0,95$); questi target tape sono a contatto diretto con il suolo (terreno nudo, asfalto, pavimentazioni in porfido, ecc.) e dopo il raggiungimento dell'equilibrio termico con la superficie (figura 52) è possibile determinare empiricamente l'emissività, e quindi stimare la temperatura superficiale "reale" dei target.

All'uso della camera termica si aggiungeranno quelle di un ricevitore GPS per il posizionamento dei target in acquisizione statica ed un psicrometro per la misura della temperatura bulbo secco, umido e il valore di umidità relativa ambientale al

suolo. Verrà determinata anche la *temperatura apparente riflessa* con l’utilizzo di un foglio d’alluminio stropicciato (vedi figura 52) e disteso assimilabile a un diffusore di Lambert, avente alta riflettività ($\rho > 0,9$).

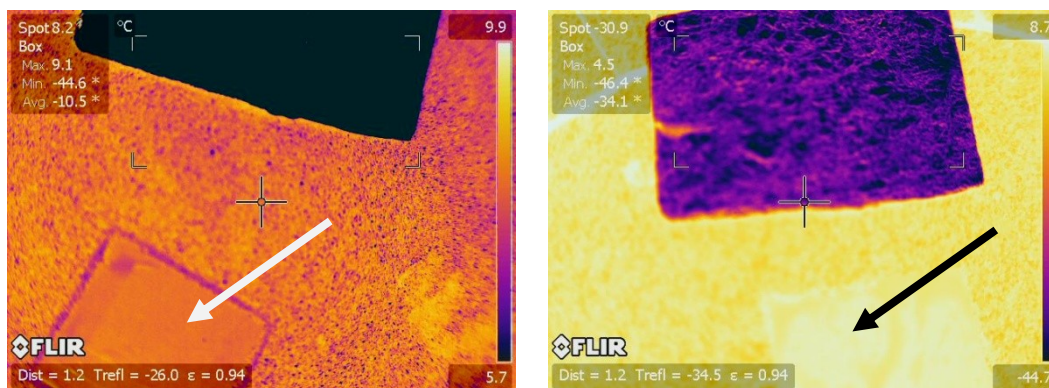


Figura 52: Termografie di target tape in superficie. *A sinistra:* si nota come il target tape nella parte bassa dell’immagine (indicato dalla freccia bianca) sia in equilibrio termico con la superficie su cui è posato. La messa a fuoco è sul target tape. Nella parte alta della stessa immagine, il foglio di alluminio si dimostra essere un corpo completamente riflettente, essendo la radiazione emessa percepita dal sensore praticamente nulla. *A destra:* La messa a fuoco è ora sul foglio di alluminio, perciò la termocamera registra un valore basso -emissivo, attribuendo al materiale riflettente valori di temperatura molto bassi (-40°C). Il target tape, (indicato ora dalla freccia nera) è in equilibrio termico con la superficie.

FLIR P620	
Field of view	24° x 18°
Sensibilità Termica	<0.065°C (a 30°)
Image Frequency	30 Hz
Tipo di detector	microboleometro non raffreddato
Risoluzione	640 x 480 pixels
Spectral range	7.5 - 13 μm
Sensore ottico	3,2 megapixels
Possibilità di fusione delle immagini: FLIR PiP (Picture-in-Picture)	
Temperatura target	da -40°C a +120°C
Accuratezza	2°C o 2% della lettura



Tabella 13: Dati di targa della termocamera Flir P620 (progetto EnergyCity).

In base ai dati disponibili sulle diverse città (presenza di cartografia numerica in ambiente GIS), e alle necessità conseguenti, ad integrazione verranno acquisite immagini satellitari a differente risoluzione. Si utilizzeranno immagini multispettrali VNIR (Very - high resolution) per classificazioni di uso del suolo, estrazione degli edifici, classificazione dei materiali di copertura:

- QUICKBIRD VNIR-PAN 0,72m MS 2,44m;
- WORLDVIEW-2 VNIR-PAN 0,46 m MS 1,86m;
- GEO-EYE1 VNIR-PAN 0,41 m MS 1,65m;

ed immagini multispettrali termiche (media risoluzione) per analisi del fenomeno dell'UHI in un approccio multiscala:

- LANDSAT7 ETM+ 1 banda TIR - risol. spaziale 60 m;
- TERRA ASTER 5 bande TIR - risol. spaziale 90 m.

Primi risultati

In seguito a un primo volo test sulla città di Bologna, eseguito in data 11 Febbraio 2011, si riportano alcune immagini non processate, riprese dalla camera termica aerea ed elaborate dall'ente di ricerca *OGS* (Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale), partner del progetto EnergyCity.

La zona test urbana è l'area di Ceredolo (via Larga – via Mattei).

Le due immagini termiche nella pagina seguente rappresentano la temperatura superficiale rilevata dal sensore nel range spettrale 8 - 13 μm . In figura 53 è ripresa una zona residenziale: i tetti degli edifici risultano più caldi rispetto ad altre coperture (suolo, pavimentazione stradale, ecc.). In figura 54 è ripresa una zona industriale; si noti come superfici poco emissive, come nel caso in figura di alcune coperture industriali, presentino anomalie nei valori di temperatura, che risultano molto inferiori a quelle dell'ambiente circostante.



Figura 53: Area residenziale (11 Febbraio 2011).

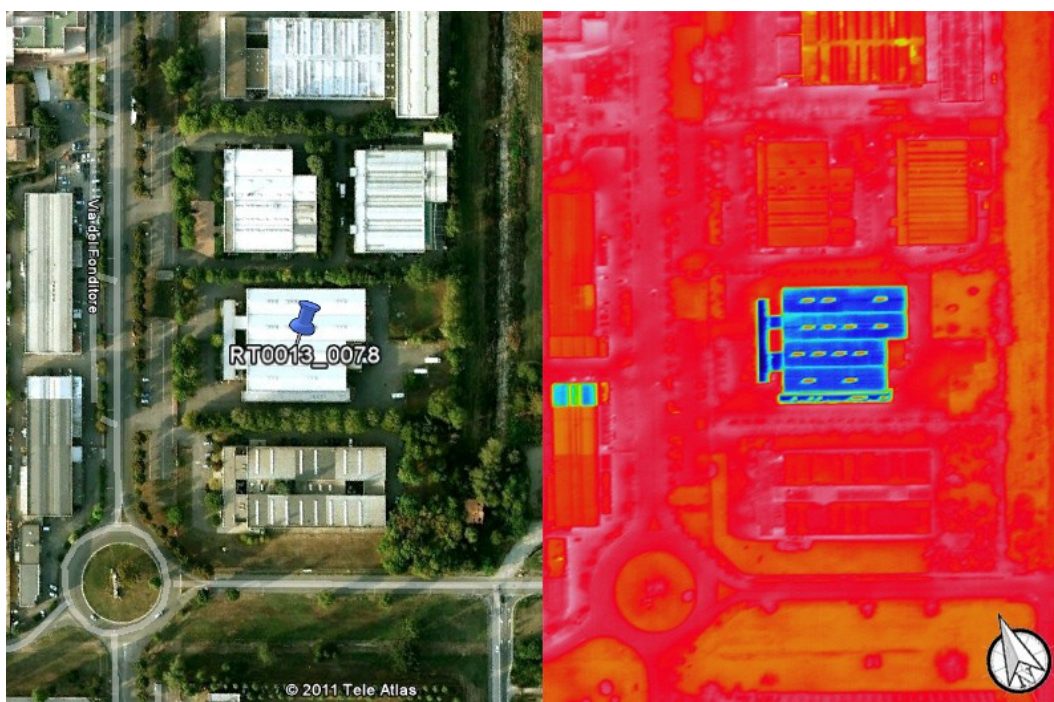


Figura 54: Area industriale (11 Febbraio 2011).

CAPITOLO QUARTO

Un approccio multiscala per l'individuazione di UHI sulla città di Bologna

Il capitolo riporta una sperimentazione condotta sull'area urbana di Bologna con l'utilizzo di immagini multispettrali *ASTER*, allo scopo di valutare l'entità dell'isola di calore sulla città.

La stessa isola di calore cittadina si è valutata in contemporanea al *data collection* sulla città di Bologna nell'ambito del progetto europeo EnergyCity, realizzando rilievi cinematici di temperatura con un'autovettura adeguatamente strumentata.

I risultati ottenuti dalle immagini satellitari non sono stati sovrapposti a quelli rilevati in cinematico al suolo perché caratterizzati da risoluzioni temporali differenti (Luglio-Agosto 2009 i primi, Gennaio-Febbraio 2011 i secondi).

La parte introduttiva del capitolo si apre con la presentazione dei risultati ottenuti da alcuni studi condotti mediante misure terrestri ed elaborazione di immagini satellitari da ricercatori dell'Università di Bologna.

4.1 Studi condotti sull'isola di calore urbano per la città di Bologna

4.1.1 Esempio di valutazione dell'isola di calore urbano nella città di Bologna mediante misure terrestri (*Ventura et al., 2009*).

Si riporta una sintesi del lavoro pubblicato nel 2009 (www.agrometeorologia.it/) da Ventura, Gaspari, Piana e Rossi Pisa in merito alla variazione dell'isola di calore urbano sulla città di Bologna negli ultimi 30 anni.

Lo scopo di questo lavoro è di verificare come l'*UHI* della città di Bologna si sia modificata negli ultimi trent'anni (1978 – 2007), attraverso l'innalzamento delle temperature medie in due stazioni agrometeorologiche, una urbana ed una rurale,

e la variazione nel tempo delle differenze di temperatura tra le due (Ventura et al., 2009).

Materiali e metodi

I dati di temperatura dell'aria sono stati raccolti in due stazioni agrometeorologiche del Dipartimento di Scienze e Tecnologie Agroambientali (Facoltà di Agraria) dell'Università di Bologna.

La stazione di Bologna - Urbana (sita in via Irnerio 42, 44° 30' 05"N, 11° 21' 18" E) si trova all'interno di un'area verde dell'università. Al suo intorno si trovano diversi alberi ad alto fusto che ombreggiano la stazione nelle ore vicine ad alba e tramonto, costituendo un fattore addizionale di incertezza sui dati. La stazione, in funzione a partire dal 1975, contiene un termoisografo ed un pluviografo meccanici. Gli strumenti vengono regolarmente mantenuti e ricalibrati.

La stazione di Bologna - Cadriano è situata a circa 9 km dalla prima, nell'azienda sperimentale dell'Università di Bologna (44° 33' 03" N, 11° 24' 36" E), al di fuori dei confini della città. La stazione contiene strumenti meccanici ed elettronici perciò per lo studio sono stati utilizzati i dati registrati dagli strumenti meccanici (termoisografo) in modo da confrontare due serie di dati quanto più omogenee possibile. La stazione è stata installata nel 1972, per questo studio sono stati considerati i trent'anni di dati dal 1978 al 2007.

Dalle foto aeree attuali si vede che i due siti sono separati da una zona ad uso prevalentemente agricolo, al di fuori dei confini della città. Per entrambe le stazioni i dati sono stati controllati per la qualità (Ventura et al., 2009) seguendo questi criteri:

- $T_{max} < T_{min}$
- $T_{max} > 34^{\circ}C$
- $T_{min} < -10^{\circ}C$
- La variazione di T_{max} e di T_{min} tra un giorno e il successivo $> 10^{\circ}C$

Dati mancanti: fino a 3 giorni in un mese vengono costituiti dalla media dei dati precedente/successivo; nel caso manchino più di 3 giorni, il dato mensile è considerato mancante. Il dato annuale viene ottenuto dalla media dei dati

giornalieri; l'anno è considerato mancante se sono assenti più del 10% dei dati giornalieri (ovvero 36 giorni). La media viene fatta su tutti gli altri dati. Nessun anno è risultato mancante (Ventura et al., 2009).

Per entrambe le stazioni sono state calcolate le seguenti quantità, a partire dai valori giornalieri: T_{mxy} = temperatura massima media annua, T_{mny} = temperatura media annua, T_{mny} = temperatura minima media annua, $\Delta T_{maxy} = T_{max}(u) - T_{max}(r)$ differenza tra le temperature massime della stazione di Bologna - Urbana (T(u)) e di quella di Bologna - Cadriano (T(r)), e analogamente ΔT_{medy} e ΔT_{miny} . Inoltre sono stati calcolati T_{mm} = media delle medie di ciascun mese, T_{mxm} = media delle massime e T_{mnm} = media delle minime di ciascun mese; a partire dai dati mensili sono stati calcolati valori stagionali di ΔT_{max} e ΔT_{min} , considerando: *Inverno* = GFM, *Primavera* = AMG, *Estate* = LAS, *Autunno* = OND, seguendo le indicazioni del WMO (World Meteorological Organization). Tutti i trend sono stati verificati mediante il test statistico di Mann - Kendall (Ventura et al., 2009).

Risultati

I dati della temperatura media annua di entrambe le stazioni mostrano un incremento significativo (al 99%) nel trentennio, sia in media che negli estremi, come mostrato nella figura 55.

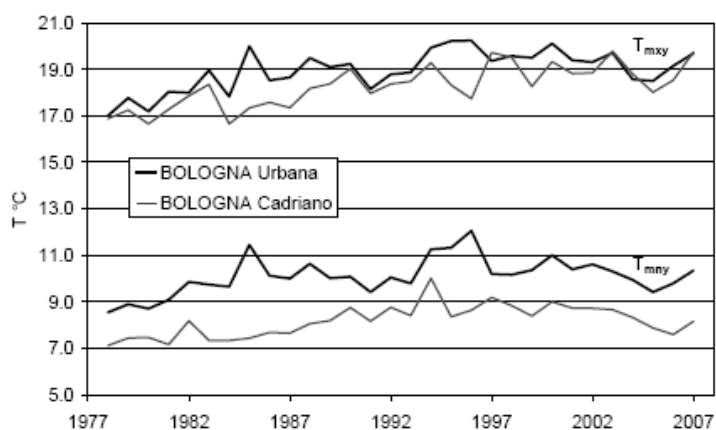


Figura 55: Temperature dell'aria medie annue, minime e massime, delle stazioni di Bologna - Urbana e Bologna - Cadriano dal 1978 al 2007.

Osservando la figura è possibile fare alcune considerazioni (Ventura et al., 2009): innanzitutto le temperature registrate nella stazione di Cadriano sono sempre

inferiori a quelle registrate a Bologna – Urbana, la differenza è più pronunciata nelle minime che nelle massime.

Inoltre la temperatura cresce di più nella stazione rurale che in quella urbana, ed in particolare T_{mmy} in città cresce del 10.4% nel trentennio rispetto al valore iniziale, mentre a Cadriano cresce del 14.1%; per T_{mny} troviamo rispettivamente 11.5% e 16.4%. I valori assoluti delle variazioni sono riportati in figura 56. L'aumento di temperatura dell'aria è sempre maggiore nella stazione rurale che in quella urbana.

Quindi dal grafico deduciamo che esiste un effetto *UHI* rilevabile tra le due stazioni considerate, e a partire dai dati della tabella sembrerebbe che questo effetto diminuisca nel tempo.

Variazione temperatura	Bologna - Urbana	Bologna - Cadriano
	°C	°C
Nei 30 anni		
T_{mxy}	+1.7	+2.2
T_{mmy}	+1.4	+1.7
T_{mny}	+1.1	+1.2

Figura 56: Variazioni delle temperature annue nelle due stazioni Bologna - Urbana e Bologna - Cadriano nel periodo 1978-2007.

In effetti ΔT , sia esso calcolato sulle temperature minime, medie o massime annue, non mostra alcuna tendenza significativa, ovvero l'effetto UHI si mantiene pressoché costante nel trentennio .

Entità UHI	°C	Valore massimo registrato (nel 1985)
ΔT_{maxy}	0.7 ± 0.7	2.7 °C
ΔT_{medy}	1.3 ± 0.7	3.3 °C
ΔT_{miny}	1.9 ± 0.7	4.0 °C

Figura 57: Entità dell'isola di calore urbano misurata tra Bologna - Urbana e Bologna - Cadriano.

Anche dall'esame dei dati stagionali si deduce che la temperatura dell'aria cresce in ambedue le stazioni. La massima cresce in tutte le stagioni, in maniera significativa in primavera ed estate. In primavera anche T_{min} cresce significativamente, in entrambe i siti. Si nota però che tutte le temperature crescono più velocemente a Cadriano che in città. Questo porta ad una diminuzione di ΔT_{max} e ΔT_{min} . In particolare in estate la decrescita è statisticamente significativa al 99% per ΔT_{max} . L'unico caso di aumento è relativo

al ΔT_{min} estivo, quando nella stazione cittadina la temperatura cresce più velocemente che in quella rurale (Ventura et al., 2009).

In conclusione, dall'analisi di un trentennio di dati di temperatura dell'aria in due stazioni agrometeorologiche, urbana e rurale, nei pressi della città di Bologna, si deduce che l'isola di calore urbano non si è modificata nel tempo in maniera significativa, se non nel caso del ΔT_{min} estivo, che aumenta a causa della più alta T_{min} cittadina (Ventura et al., 2009).

4.1.2 Esempio di valutazione dell'isola di calore urbano nella città di Bologna mediante utilizzo del dato satellitare termico (Bitelli - Conte, 2010).

Si riporta la sintesi del lavoro, pubblicato nel 2010 da Bitelli e Conte, di una sperimentazione effettuata sull'area urbana di Bologna mediante immagini multispettrali del sensore *ASTER* al fine di valutare l'estensione e l'intensità dell'isola di calore urbano sulla città.

Materiali e metodi

Sono state utilizzate due immagini *ASTER* acquisite rispettivamente il 22/07/2009 alle ore 10.22.37 UTM e il 25/08/2009 alle ore 10.10.22 UTM; i prodotti utilizzati per l'analisi sono l'*ASTER LIB (Registered Radiance at Sensor)*, calibrato radiometricamente e corretto geometricamente, avente 6 bande nella regione dell'Infrarosso Termico con risoluzione spaziale di 90 m, e l'*ASTER_07XT (Surface Reflectance)*, contenente i valori di riflettanza degli oggetti al suolo (con risoluzione spaziale di 15 m nelle bande VNIR); per il confronto dei risultati ottenuti è stato inoltre utilizzato il prodotto *ASTER_08 (Surface Kinetic Temperature)*, anch'esso con risoluzione spaziale di 90 m, con i valori di temperatura superficiale.

Nel presente studio si è sperimentato un approccio semplificato che prevede la stima dell'emissività dei pixel in base ai valori di riflettanza sulle bande del visibile e del vicino infrarosso, seguendo un algoritmo che correla la stessa ai valori del *Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)*; ciò consente di

ricavare un'immagine di *LST* alla stessa risoluzione delle bande *VNIR* (Bitelli - Conte, 2010).

Nella fattispecie è stato innanzitutto calcolato il valore dell'indice NDVI dai valori di riflettanza delle bande *VNIR* del prodotto *ASTER_07XT* secondo l'equazione:

$$NDVI = \frac{(b1 - b2)}{(b1 + b2)}$$

dove:

b1 = banda 3 (NIR)

b2 = banda 2 (Red)

del prodotto *ASTER_07XT*.

Sono stati quindi attribuiti ad ognuna delle 2 immagini, tramite la definizione di alcune regioni di interesse e l'analisi degli istogrammi di frequenza dell'indice di vegetazione all'interno delle stesse, i valori caratteristici $NDVI_V$ e $NDVI_S$ per aree rispettivamente densamente vegetate e coperte da suolo nudo; tramite questi ultimi sono stati calcolati i corrispondenti valori di emissività ε_V ed ε_S secondo la seguente relazione Van der Griend (1993):

$$\varepsilon = 1.0094 + 0.047 \cdot \ln(NDVI)$$

La fase successiva è stata il calcolo della *vegetation cover fraction* P_V , ovvero della frazione di copertura vegetale di ogni pixel dell'immagine; essa è correlata ai valori della relazione precedente:

$$P_V = \left(\frac{NDVI - NDVI_S}{NDVI_V - NDVI_S} \right)^2$$

Una volta noto il valore di P_V , applicando il modello operativo proposto da Valor & Caselles (1996), è stato possibile attribuire un valore di emissività ad ogni pixel secondo la relazione:

$$\varepsilon = \varepsilon_V * P_V + \varepsilon_S * (1 - P_V)$$

consentendo infine di ricavare il valore della temperatura superficiale degli oggetti a terra dai valori di radianza *Top of Atmosphere* della banda 14 *ASTER* ($\lambda=11.318 \mu m$), ottenuti dall'applicazione del metodo di correzione atmosferica *In - Scene*

Atmospheric Compensation ai valori di radianza al sensore del prodotto L1B (Bitelli - Conte, 2010).

Si è quindi passati all'analisi dei risultati ottenuti, confrontando per entrambe le immagini i valori di temperatura superficiale precedentemente calcolati con le temperature cinetiche derivate da altre metodologie di calcolo: in particolare è stato utilizzato il prodotto *ASTER_08* ed un'altra immagine di T_S , derivata dai valori di radianza *TOA* già calcolati mediante l'applicazione dell'algorithmo *Emissivity Normalization* (ITT, 2010), considerando un valore dell'emissività costante su tutta l'immagine e pari a 0,96 (Bitelli - Conte, 2010).

Le tre immagini relative alla stessa data d'acquisizione sono state co-registrate geometricamente, e su ognuna di esse sono stati definiti un transetto Est - Ovest ed uno Nord - Sud, analizzando quindi l'andamento della T_S lungo di essi per tutti e tre gli algoritmi considerati e confrontando le distribuzioni statistiche sull'intera immagine (Bitelli - Conte, 2010).

Per l'analisi del fenomeno dell'*UHI* è stata invece definito un subset che contenesse interamente la città di Bologna; è quindi stato effettuato il confronto statistico dei valori di temperatura superficiale derivati dalle 3 metodologie, considerando sia l'intera finestra che una regione d'interesse più ristretta, corrispondente al centro storico della città (Bitelli - Conte, 2010).

Risultati

Temp. superficiale (°K) - Immagine ASTER 22/07/2009				
Metodo	Min	Media	Max	Dev. standard
TES	279.0	310.6	334.0	4.7
EN ($\epsilon=0,96$)	285.5	306.5	324.5	3.6
$\epsilon=\epsilon(P_V)$	282.3	306.6	326.4	4.9

Tabella 14: Valori statistici della LST sull'immagine del 22/07/2009 (Bitelli, Conte, 2010).

Temp. superficiale (°K) - Immagine ASTER 25/08/2009				
Metodo	Min	Media	Max	Dev. standard
TES	282.0	312.9	334.0	5.1
EN ($\epsilon=0,96$)	284.4	306.8	321.7	3.6
$\epsilon=\epsilon(P_V)$	285.4	309.2	326.7	6.1

Tabella 15: Valori statistici della LST sull'immagine del 25/08/2009 (Bitelli, Conte, 2010).

Nelle tabelle 14 e 15 sono riportati i valori statistici delle temperature superficiali ottenute dai 3 diversi approcci, riferite all'intera immagine *ASTER* processata: si nota come la media della *LST* calcolata mediante l'algoritmo *TES* sia in entrambi i casi sensibilmente maggiore rispetto agli altri metodi (in particolare rispetto al metodo basato su un valore di emissività costante), ed anche il *range* dei valori ottenuti sia più ampio; la deviazione standard risulta massima per l'algoritmo che lega l'emissività all'*NDVI*, mentre è minima con il metodo dell'*Emissivity Normalization* (Bitelli - Conte, 2010).

Anche dall'analisi dell'andamento della T_S lungo i due transetti è possibile notare come la *LST* dell'*ASTER_08* sia generalmente maggiore, per entrambe le date considerate, sia di quella ottenuta considerando ϵ costante che di quella ottenuta calcolando ϵ in funzione dell'*NDVI* (figura 58); l'andamento della *LST* lungo i transetti è analogo per tutti e tre gli approcci utilizzati.

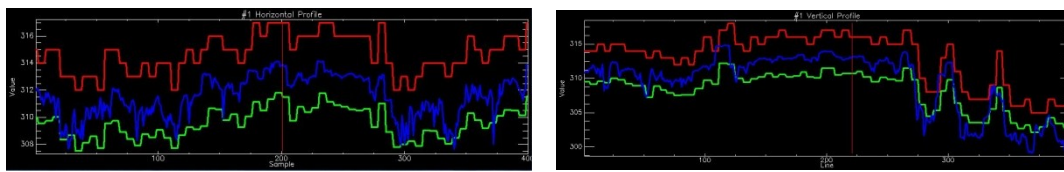


Figura 58: LST del 22/07/2009 R=TES G=EN B= $\epsilon(P_V)$ (sn) trans. E-W (dx) trans. N-S

Nella tabella 16 infine sono riportati i valori statistici ottenuti dai 3 criteri adottati, e si nota come la differenza tra il centro storico e l'intero subset oscilla tra $1,9^\circ$ e $2,9^\circ$ per l'immagine del 22/07/2009 e tra $1,1^\circ$ e $2,4^\circ$ per l'immagine del 25/08/2009; le differenze di temperatura più marcate derivano dal metodo basato sull'*NDVI*, seguite dal *TES* e dall'*EN*. I risultati ottenuti confermano l'esistenza dell'isola di calore urbano sulla città di Bologna (Bitelli - Conte, 2010).

Immagine del 22/07/2009			
LST media ($^\circ\text{K}$)	TES	EN ($\epsilon=0,96$)	$\epsilon=\epsilon(P_V)$
Centro storico	315.1	309.9	311.9
Subset 400x400	312.5	308.0	309.0
Immagine del 25/08/2009			
LST media	TES	EN ($\epsilon=0,96$)	$\epsilon=\epsilon(P_V)$
Centro storico	314.8	308.1	312.8
Subset 400x400	313.1	307.0	310.4

Tabella 16: LST media sull'intero subset e sul centro storico (Bitelli - Conte, 2010).

4.2 Il software ENVI[®] - Environment for Visualizing Images

Questo secondo paragrafo è dedicato al software professionale ENVI[®], specialmente al pacchetto di processamento del dato termico, con cui è stata condotta l'analisi su immagini satellitari termiche del sensore ASTER, riprese nel Luglio 2009.

4.2.1 Generalità

ENVI[®] è una soluzione software professionale utilizzata da ricercatori ed analisti di immagini, per processare e analizzare immagini geospaziali. Il software ENVI[®] unisce le più recenti tecnologie per l'analisi spettrale e *l'image processing*, con un'interfaccia sufficientemente semplice ed intuitiva. Il pacchetto software di ENVI[®] per l'elaborazione delle immagini include una serie di strumenti avanzati di:

- analisi dei dati, attraverso i quali è possibile creare statistiche basate su valori di autocorrelazione e invarianza, calcolare statistiche sull'immagine, quali media, minimo/massimo e deviazione standard, localizzare ed estrarre strutture lineari, calcolare le componenti principali, individuare i cambiamenti in una scena (Change Detection), misurare gli oggetti al suolo, modellare le caratteristiche topografiche, applicare filtri standard e personalizzati, eseguire funzioni matematiche sulle bande e sugli spettri, sintetizzare dati radar.
- analisi spettrale, che consente di utilizzare le risposte dei pixel su varie lunghezze d'onda per ottenere informazioni sui materiali definiti da ciascun pixel. Con tali strumenti è possibile effettuare una classificazione utilizzando metodi supervisionati e non supervisionati, identificare le firme spettrali usando "librerie" complete, individuare e identificare bersagli o strutture di interesse, analizzare e mappare materiali di interesse, effettuare analisi del pixel e sub-pixel, usare strumenti di post classificazione per affinare i risultati, calcolare lo stato di salute delle foreste usando gli strumenti di analisi della vegetazione.

Le immagini possono subire un pre - processamento finalizzato a:

- ✓ ottenere un'immagine ortorettificata,
- ✓ registrare due o più immagini,
- ✓ calibrare una o più immagini,
- ✓ correggere l'immagine dalle distorsioni atmosferiche,
- ✓ creare layer vettoriali ed overlay.
- ✓ identificare regioni di interesse (ROI)
- ✓ creare modelli digitali del terreno (DEMs)
- ✓ editare *pan sharpening*
- ✓ editare *mascheratura e mosaicazione*,
- ✓ ridimensionare, ruotare o convertire il tipo di dato.

Molte di queste procedure sono implementabili attraverso “Workflow” automatici.

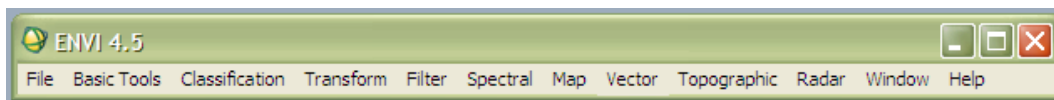


Figura 59: ENVI® vers.4.5 main menù bar.

Le routine automatiche sono incluse in un set di strumenti che prendono il nome di “SPEAR Tool”; attraverso questi è possibile, con un'interfaccia “step by step”, eseguire in modalità automatica o semiautomatica, le procedure di change detection, individuazione delle anomalie, ortorettifica basata su DEM, registrazione di immagini su mappe, *bridge* (esportazione ed apertura dati) con Google Earth™, esecuzione di *pan sharpening*, individuazione di vie di comunicazione, detection di imbarcazioni e natanti, misura della profondità relativa dell'acqua, esecuzione della procedura TERCAT (Terrain Categorization) attraverso la quale la classificazione del suolo può essere generata automaticamente o creata in base a parametri definiti dall'utente, caratterizzazione della vegetazione e misura dello stress, ed altre ancora. Alcune delle funzioni sopracitate sono incluse in moduli software aggiuntivi; per alcuni di questi le caratteristiche sono riassunte in tabella 17.

Moduli	Funzionalità
ENVI ZOOM	Permette la gestione di molteplici files contemporaneamente.
ENVI DEM Extraction	Consente l'estrazione dei dati di elevazione da immagini push - broom stereo ma anche ASTER e IKONOS.
ENVI Feature Extraction	Consente di estrarre informazioni da immagini pancromatiche ad alta risoluzione e da immagini multi spettrali basandosi su caratteristiche spaziali e spettrali. Consente di estrarre una grande varietà di feature. Tale modulo è progettato per lavorare con ogni tipo di immagine fornitagli in input, eventualmente già pre-elaborata; consente una maggiore velocità di comprensione dei dettagli.
ENVI Orthorectification	Fornisce agli utilizzatori di immagini satellitari e aeree uno strumento semplice e solido per registrare immagini in maniera accurata sulle coordinate al suolo rimuovendo così le distorsioni, utilizzando l'ortorettifica con modello rigoroso.
ENVI Atmospheric Correction	Elimina l'effetto ottico di offuscamento dalle immagini causato dalle condizioni atmosferiche, usando gli algoritmi FLAASH e QUAC, di provata affidabilità.
ENVI SARscape	Fornisce funzionalità per leggere, elaborare, analizzare e salvare dati SAR e integrare i risultati con altri dati telerilevati e altri strumenti per l'analisi geospaziale.

Tabella 17: Quadro riassuntivo dei principali moduli e relative funzioni di ENVI®.

4.2.2 Gli strumenti di analisi termica

Il modulo base del pacchetto software include alcuni Tools specifici per l'analisi di immagini geospaziali rilevate nello spettro termico. Questi strumenti assumono il nome di Thermal Infrared Utilities.

Il processo di analisi del dato termico in ENVI® può essere riassunto con la seguente organizzazione di passaggi:

1. Visualizzazione del dato;
2. Correzione atmosferica: Thermal Atmospheric Correction;

3. Calcolo dell'emissività con estrazione automatica dell'immagine di temperatura.

Visualizzazione del dato

Dalla barra del menu principale di ENVI[®], selezionare *File ~ Open External File ~ Thermal* e selezionare uno dei seguenti dati termici:

- *TIMS*: legge i dati del *NASA Thermal Infrared Multispectral Scanner*. Le bande appaiono nella *Available Bands List*. ENVI[®] assume che i dati abbiano 6 bande, 638 pixel, più un offset di 60 byte all'inizio di ogni riga, ordinati nel formato di archiviazione BIL. Le lunghezze d'onda di default sono inseriti nel file di testa (header), ed è possibile modificarle secondo necessità.
- *ASTER*: legge i dati ASTER Level 1A e 1B. In alternativa gli stessi dati possono essere aperti come *File ~ Open External File ~ EOS ~ ASTER*.
- *ENVISAT-AATSR*: legge i file ENVISAT AATSR Level 1B. ENVI[®] inoltre dispone ciascuna immagine e le eventuali fasce ausiliarie di immagine nella *Available Bands List*, raggruppandole in appropriati metafile.
- *MASTER*: Legge i file MODIS/ASTER airborne simulator (MASTER). ENVI[®] estrae le lunghezze d'onda e automaticamente applica il fattore di scala per ridimensionare i dati all'unità di radianza (es. W/m²str).

Thermal Atmospheric Correction

Il ruolo della funzione *Thermal ATM Correction* è quello di approssimare e rimuovere i contributi atmosferici sul dato di radianza acquisito nelle bande spettrali dell'infrarosso termico. I dati di radianza contenuti nei pixel dell'immagine termica devono essere opportunamente scalati ed adeguatamente riferiti agli strati più alti dell'atmosfera (valori di radianza “*top of the atmosphere*”

in W/m^2str) prima di effettuare la correzione atmosferica. Il fattore di scala è quindi un dato di input della correzione atmosferica.

È bene essere certi che le immagini siano state acquisite nelle bande dell'IR termico (8-14 μm) in quanto ENVI[®] non effettua il *check* delle bande spettrali in input; bisogna prestare perciò attenzione al metadato ed in particolare all'unità di misura con cui è stata registrata la lunghezza d'onda della/e banda/e in ingresso. Inoltre è bene eseguire la correzione prima di convertire i dati di radianza in dati di emissività, così da migliorare i risultati.

L'algoritmo di correzione atmosferica utilizzato in ENVI[®] è simile all'algoritmo di compensazione *ISAC – In-Scene Atmospheric Compensation* (Young et al.,2002). L'algoritmo assume che l'atmosfera sia uniforme su tutta la scena telerilevata, che la superficie si comporti approssimativamente come un corpo nero e che la posizione geografica e l'elevazione non siano rilevanti ai fini del calcolo. Inoltre, si trascurano eventuali flussi discendenti di radianza riflessa. In prima battuta viene calcolata la lunghezza d'onda alla quale corrisponde la massima temperatura di brillantezza; questa lunghezza d'onda viene assunta come riferimento, e solo gli spettri che hanno temperatura di brillantezza su questa lunghezza d'onda vengono utilizzati per la correzione atmosferica. Successivamente, per ogni lunghezza d'onda dell'intervallo spettrale, vengono confrontati i valori di radianza derivati dal "corpo nero" di riferimento, con quelli misurati. Riportando i risultati di questo confronto in un diagramma ed interpolando una linea sui punti più alti dello stesso, avendo opportunamente pesato l'interpolazione sulle regioni a maggior densità di pixel a brillantezza di corpo nero sulla/e banda/e di riferimento, si ottiene una retta dalla quale si estraggono direttamente pendenza ed offset.

Riassumendo, il flusso ascendente di radianza e la trasmissione atmosferica sono approssimati mediante il seguente metodo:

- a) si stima la temperatura superficiale di ogni singolo pixel sulla base dei dati, che viene poi usata per stimare la temperatura di brillantezza attraverso la funzione di Planck, assumendo un'emissività pari a 1;
- b) diagrammando su di uno *scatter - plot* la radianza superficiale stimata in funzione della temperatura di brillantezza stimata si costruisce una retta; il valore del

flusso ascendente e di trasmissione sono quindi ottenuti misurando la pendenza e l'offset di questa retta.

Queste operazioni di correzione fanno parte dei Tools di pre - processamento dei dati, perciò su ENVI® li implementiamo con i comandi:

Basic Tools ~ Preprocessing ~ Calibration ~ Utilities ~ Thermal Atm Correction

oppure:

Basic Tools ~ Preprocessing ~ Data-Specific Utilities ~ Thermal IR ~ Thermal Atm Correction

A questo punto il software richiede il file di input dopodiché appare una finestra di dialogo, all'interno della quale è necessario inserire alcune informazioni, tra cui:

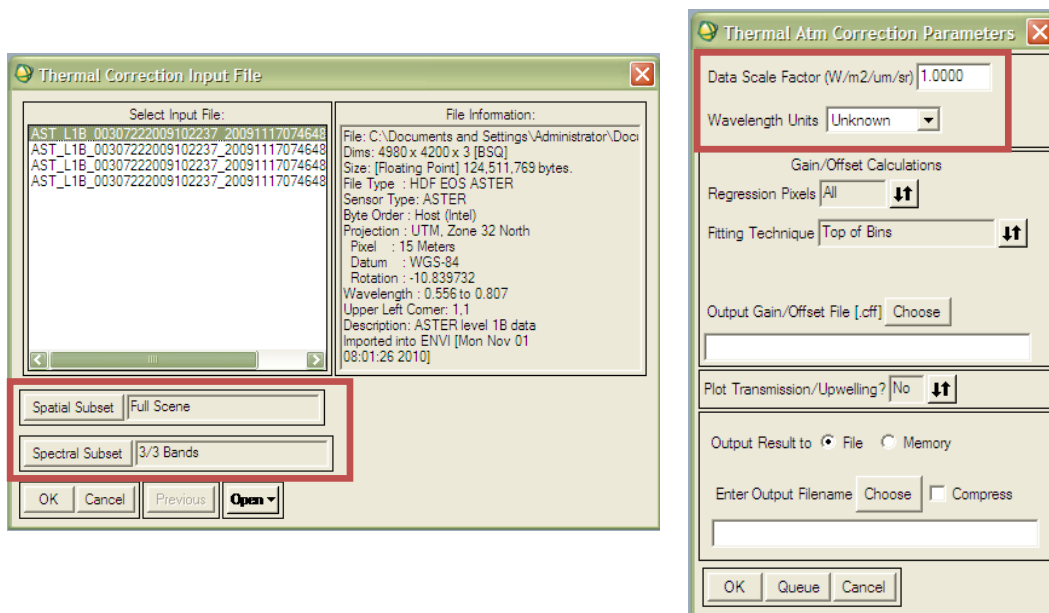


Figura 60: Finestre di dialogo della funzione *Thermal ATM Correction*. A sinistra la richiesta dei file in input nella quale è evidenziata la possibilità di ritagliare offset spaziali e/o spettrali; a destra la finestra di input dei parametri di correzione. *Dato ASTER Level1B – Zona urbana di Bologna.*

- *Regression Pixel*: consente di scegliere quali pixel usare nella stima per regressione della temperatura superficiale. Selezionando *All* si stimerà la temperatura superficiale per ogni pixel utilizzando il valore massimo di temperatura di brillantezza trovato su tutto l'intervallo di lunghezza d'onda in ingresso. Selezionando *Max Hit* invece, verrà stimata la temperatura superficiale solo per alcuni pixel che hanno il massimo valore di temperatura di brillantezza a particolari lunghezze d'onda.

- *Fitting Technique*: in questo caso la scelta è fra due possibili tecniche di interpolazione, che si differenziano a partire dal modo in cui è costruito il diagramma di dispersione, dal quale poi vengono calcolati i parametri per la compensazione.

Selezionando *Top of Bins* si ricava una curva che congiunge i punti più alti dello *scatter - plot* che pone in relazione radianza superficiale stimata versus temperatura di brillantezza stimata. Sulla parte alta del diagramma troviamo quei pixel che hanno emissività vicina a 1. Questo metodo non è altro che l'applicazione di una regressione ai minimi quadrati sulla parte superiore del diagramma (5%).

Selezionando *Normalized Regression*, il software procede ad una prima regressione ai minimi quadrati, dalla quale ricava una prima curva nel diagramma che mette in relazione la radianza stimata e la temperatura di brillantezza stimata. I residui di questo primo step sono comparati con una curva gaussiana delle probabilità. Con l'esecuzione di un'ulteriore regressione, quei punti che sono situati ad una distanza pari o superiori a tre volte la risposta equivalente di rumore al sensore (NESR) sono considerati anomali e rimossi. Questo metodo utilizza tutti i punti del diagramma di dispersione che non sono anomali e non considera solamente la parte superiore del diagramma, dove l'emissività è vicina ad 1.

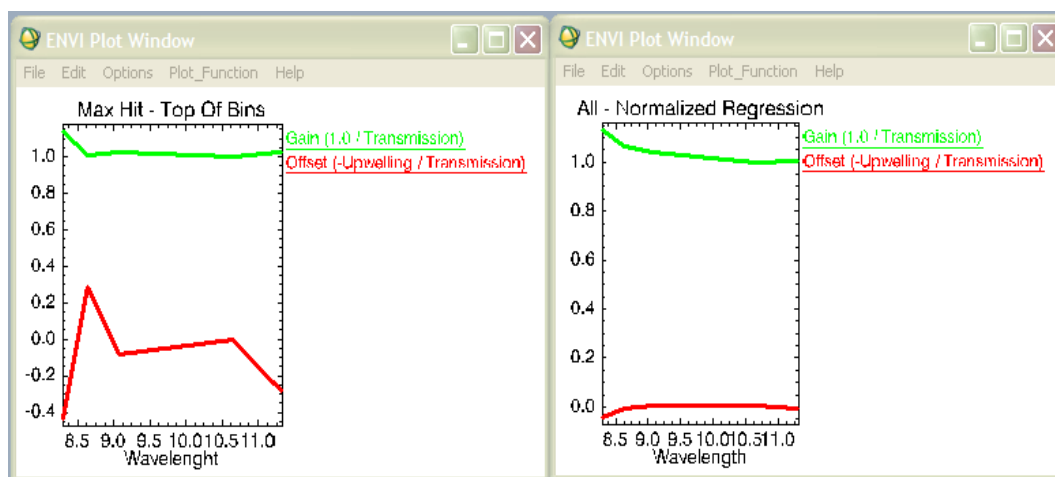


Figura 61: andamenti di *Pendenza* ed *Offset* delle rette di regressione in funzione dell'intervallo spettrale considerato, per i due differenti parametri di correzione implementati. Dato *ASTER Level1B* – Zona urbana di Bologna.

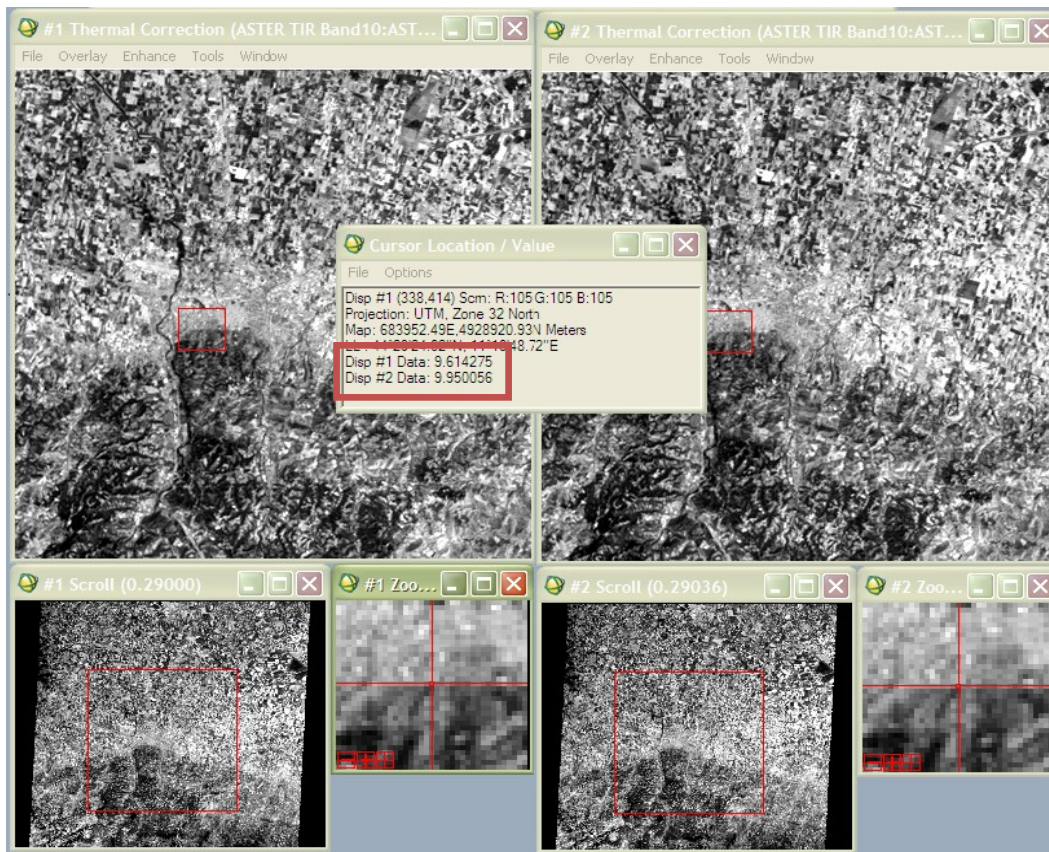


Figura 62: confronto tra i valori di riflettanza superficiale ottenuti per differenti parametri di correzione: a sinistra (Disp#1) la combinazione Max Hit - Top Of Bins, a destra (Disp#2) la combinazione All - Normalized Regression. *Dato ASTER Level1B – Zona urbana di Bologna.*

4.2.3 Calcolo dell'emissività e immagine di temperatura

La radiazione emessa dalla superficie nelle lunghezze d'onda dell'infrarosso termico è funzione della temperatura superficiale tanto quanto dell'emissività; quest'ultima costituisce un legame con la composizione della superficie e quindi viene spesso utilizzata per mappare i materiali di cui è composta la superficie stessa.

ENVI[®] utilizza due tecniche per separare dall'informazione di radianza misurata con il sensore termico l'emissività dalle temperature. Vi è inoltre una terza tecnica che non fornisce valori di temperatura.

Ognuno di questi metodi assume un fissato valore di emissività e produce come risultati due file, uno contenente la temperatura superficiale e l'altro l'emissività stessa. Infatti, se la radianza proveniente dalla superficie è misurata in N canali spettrali, avremo sempre N+1 incognite: N emissività (una per canale), ed una

singola incognita per la temperatura superficiale. Il sistema di equazioni descritto da un set di misurazioni di radianza in N canali è quindi indeterminato, e così si rendono necessarie delle ipotesi di base per ridurre il numero delle incognite.

- *Reference Channel Emissivity*: Questa tecnica assume che tutti i pixel di un canale (banda) dell'infrarosso termico abbiano un'emissività costante. Usando quest'ipotesi, viene calcolata l'immagine che mostra le temperature superficiali, le quali a loro volta, vengono impiegate per produrre le informazioni di emissività nelle altre bande attraverso la funzione di Planck.

Dal menu principale di ENVI[®] si seleziona:

Basic Tools ~ Preprocessing ~ Data Specific ~ Utilities ~ Thermal IR ~ Reference Channel Emissivity

oppure:

Basic Tools ~ Preprocessing ~ Calibration ~ Utilities ~ Calculate Emissivity ~ Reference Channel Emissivity.

La successiva finestra di dialogo seleziona i file di input e consente di ritagliare offset spaziali e/o spettrali. Eseguendo il comando *OK* compare la finestra dei parametri per il calcolo dell'emissività (figura 63).

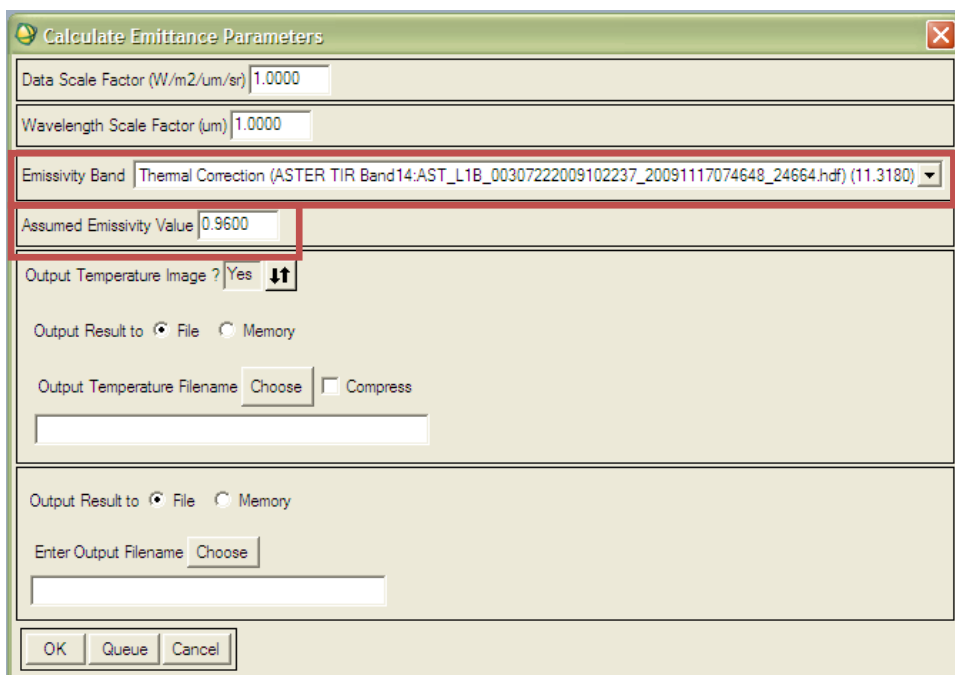


Figura 63: finestra di dialogo dei parametri per il calcolo dell'emissività con il Reference Channel

Nel menu a tendina *Emissivity Band*, selezionare la banda da impostare su un valore costante di emissività. Nel sottostante campo *Assumed Emissivity Value* si immette il valore fisso di emissività da utilizzare per calcolare le temperature.

- *Emissivity Normalization*: Questo è il secondo metodo proposto dal software ENVI[®] per recuperare le informazioni di temperature dai valori di radianza catturati dal sensore. Esso non introduce differenze sostanziali dall'algoritmo precedente, utilizza allo stesso modo un valore fissato e costante di emissività per poter ridurre il numero di incognite (emissività e temperatura). L'algoritmo valuta la temperatura più alta per ogni pixel su ogni banda; la temperatura così ottenuta viene utilizzata per calcolare i valori di emissività utilizzando la funzione di Planck invertita:

$$T_{\lambda_i} = \left(\frac{C_2}{\lambda_i \ln \left(\frac{\varepsilon_{\lambda_i} C_1}{\pi L_{\lambda_i} \lambda_i^5} + 1 \right)} \right)$$

dove: T_{λ_i} = temperatura relativa al canale i-esimo espressa in Kelvin;

C_1 = prima costante di radiazione = 3.74151×10^{-16} (Wm²);

C_2 = seconda costante di radiazione = 0.0143879 (m·K);

ε_{λ_i} = emissività relativa al canale i-esimo;

L_{λ_i} = radianza relativa al canale i-esimo;

λ_i = lunghezza d'onda relativa al canale i-esimo.

Dal menu principale di ENVI[®] si seleziona:

Basic Tools ~ Preprocessing ~ Data Specific ~ Utilities ~ Thermal IR ~ Emissivity Normalization

oppure:

Basic Tools ~ Preprocessing ~ Calibration ~ Utilities ~ Calculate Emissivity ~ Emissivity Normalization

Selezionate le bande in input la finestra di dialogo per la scelta dei parametri dell'algoritmo consente la scelta di un valore fissato di emissività.

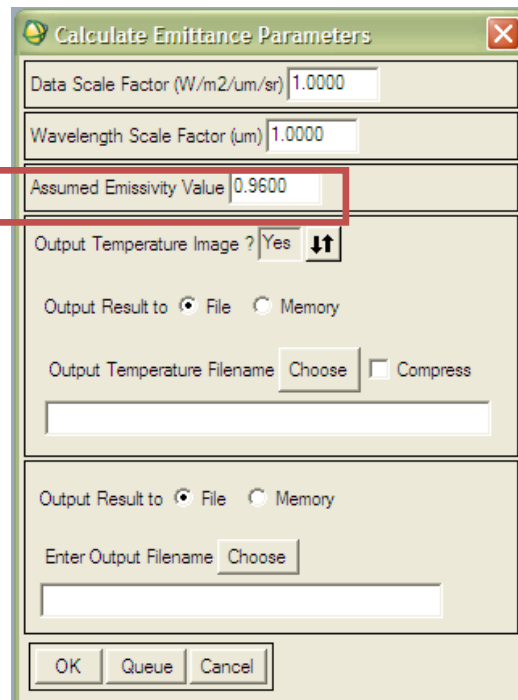


Figura 64: finestra di dialogo dei parametri per il calcolo dell'emissività col metodo Emissivity Normalization.

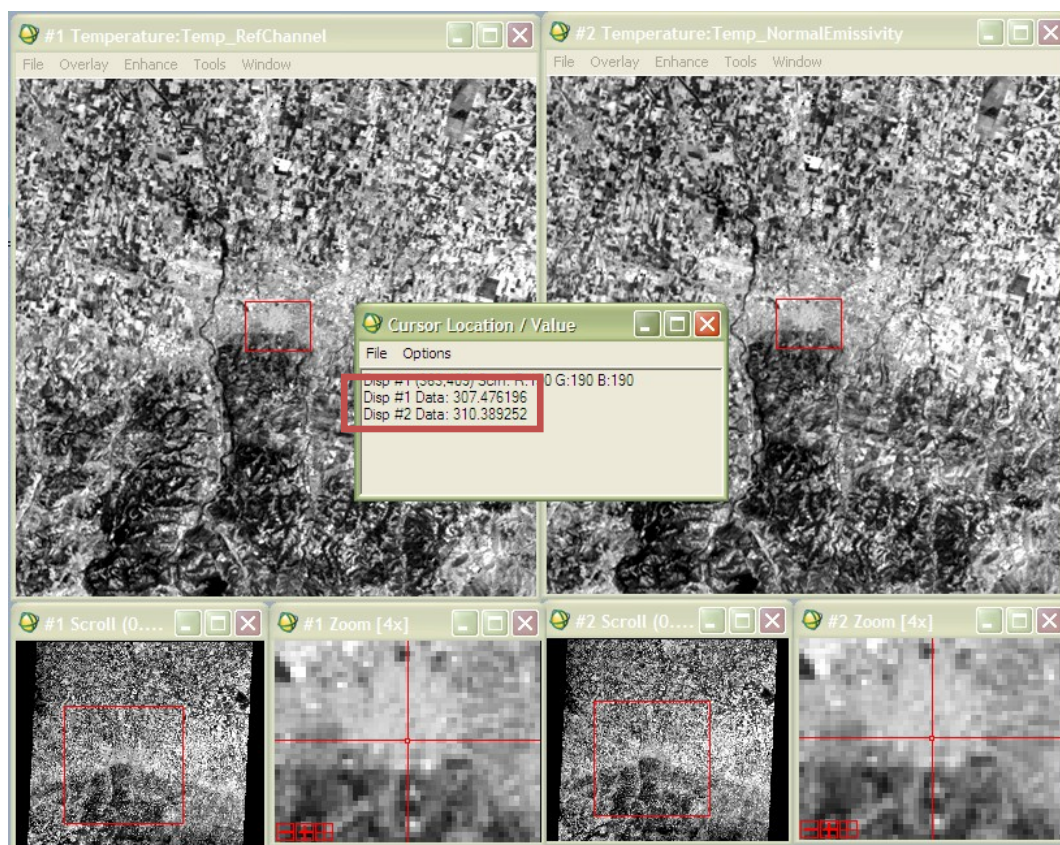


Figura 65: confronto tra immagini di temperatura estratte utilizzando differenti algoritmi (Disp#1_Reference Channel Emissivity, Disp#2_ Emissivity Normalization)

4.3 Caso di studio: Calcolo della *Land Surface Temperature* utilizzando valori di emissività derivati da classificazione delle superfici al suolo e valutazione dell'UHI in Bologna

La strategia di processamento prevede la definizione di un numero idoneo di classi di copertura del suolo attraverso una classificazione supervisionata, alle quali si andranno ad associare differenti valori di emissività; questo sarà possibile costruendo tante maschere quante sono le coperture del suolo previste. Processando con l'algoritmo *Emissivity Normalization* ciascuna maschera di copertura dell'immagine, in ultimo si comporrà una mappa delle temperature che tenga conto del differente comportamento termo-fisico dei materiali.

4.3.1 I dati

Si è utilizzata l'immagine *ASTER* acquisita il 22/07/2009 alle ore 10.22.37 UTM; il prodotto specifico è un *Level 1B* dell'area di Bologna e provincia, corretto geometricamente e calibrato radiometricamente al sensore, avente 3+1 bande spettrali nel VNIR (visibile e vicino infrarosso) con risoluzione spaziale di 15 m, 5 bande spettrali nel TIR (infrarosso termico) con risoluzione spaziale a 90 m.

Le 6 bande spettrali dell'infrarosso medio sono fuori servizio sulla piattaforma *ASTER* dall'aprile del 2008. L'utilizzo di un'immagine già corretta geometricamente e calibrata al sensore riduce notevolmente i tempi di pre-processamento del dato.

Per il confronto dei risultati ottenuti è stato inoltre utilizzato il prodotto *ASTER_08 (Surface Kinetic Temperature)*, con risoluzione spaziale di 90 m, con i valori di temperatura superficiale.

4.3.2 Ricampionamento e classificazione

Ricampionamento

Utilizzando la funzione di ENVI[®] *Layer Stacking* è possibile costruire un nuovo file multibanda da immagini georeferenziate, variando la risoluzione spaziale (dimensione del pixel), estensione e proiezione della scena. Le dimensioni dei

pixel delle bande di ingresso vengono ricampionate e riproiettate su un datum comune di output selezionato dall'utente. Il file di output avrà un'estensione geografica che potrà comprendere:

- tutte le estensioni dei files di input;
- solo le estensioni in cui i dati dei files si sovrappongono.

Ciò che si vuole ottenere è quindi un'immagine multibanda con risoluzione geometrica a 15 m del VNIR anche sulle bande dell'IR termico.

Il comando *Layer Stacking* consente di sovrapporre anche livelli ottenuti da operazioni algebriche tra bande con il comando *Band Math*.

La funzione *Band Math* di ENVI® è un flessibile strumento di elaborazione delle immagini con molte funzionalità generalmente non disponibili in altri sistemi di elaborazione di immagini. È possibile utilizzare il *Tool Band Math* definendo bande spettrali o file in input, scrivendo il risultato in un file o nella memoria di ENVI®. I dati di input spaziano dai file alle bande spettrali alle variabili di banda (es. emissività).

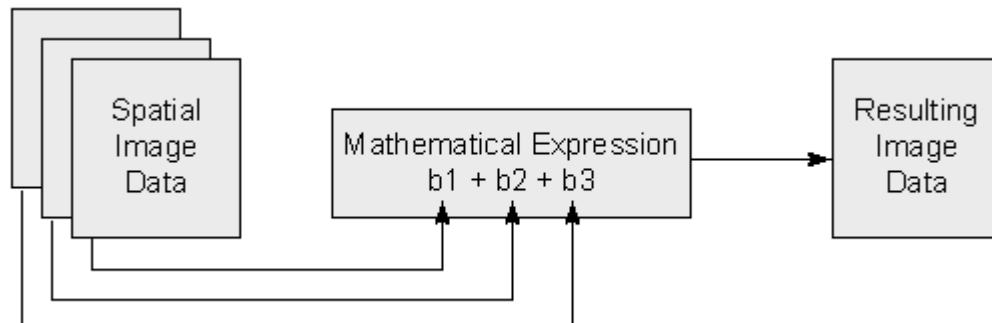


Figura 66: il diagramma rappresenta la somma algebrica di 3 bande. Il risultato in output è anch'esso un'immagine.

Con il *Band Math* si sono estratti due indici di vegetazione:

- *NDVI - Normalized Difference Vegetation Index*

$$NDVI = \frac{b3N - b2}{b3N + b2} \quad -1 < NDVI < 1$$

- *SR – Simple Ratio*

$$SR = \frac{b3N}{b2} \quad 0 < SR < \infty$$

dove: $b3N$ = banda 3 *ASTER* in presa nadirale (N);

$b2$ = banda 2 *ASTER*.

Le due immagini così ottenute aiutano l'analista a distinguere la vegetazione. E' da sottolineare che nel caso in esame, in mancanza delle 6 bande dello SWIR si è utilizzata la banda 3 nadirale che sostituisce l'immagine di radianza nell'infrarosso.

Con questa procedura, si aggiungono grazie al *Layer Stacking* anche due immagini al "pacchetto" multibanda derivate da operazioni algebriche che in qualche modo sopperiscono all'assenza delle 6 bande dello SWIR.

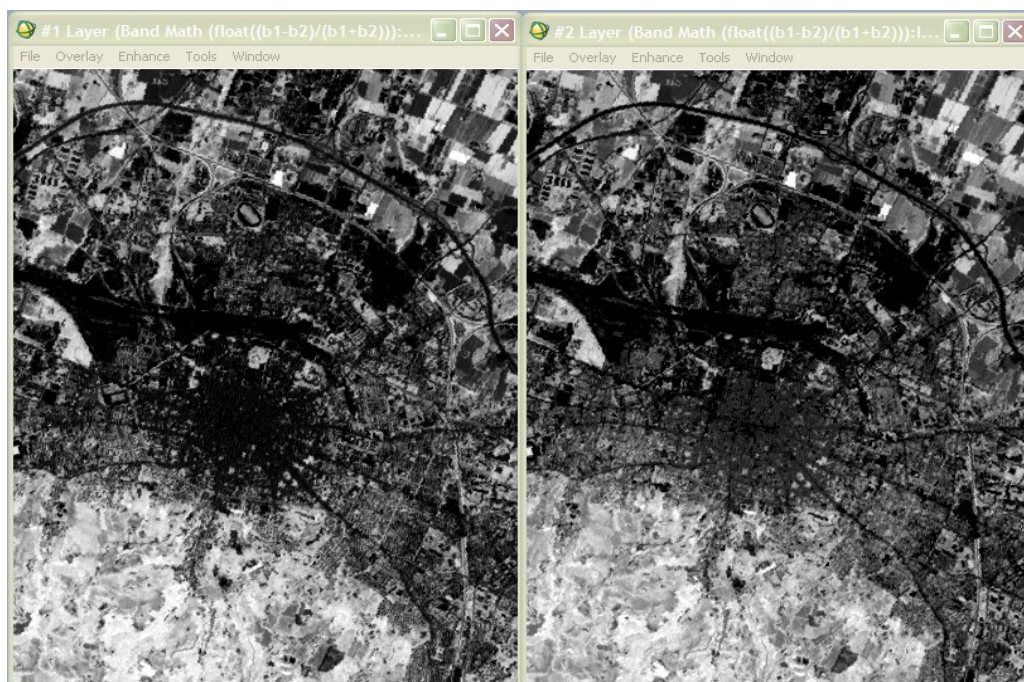


Figura 67: a sinistra *NDVI image*, a destra *SR image*.

A questo punto, dopo aver applicato la correzione atmosferica alle 5 bande del TIR per determinare la radianza alla superficie, considerando la combinazione *Max Hit* sulla retta di regressione e *Top of Bins* nell'interpolazione dei punti, si effettua la sovrapposizione dei livelli.

La nuova immagine multibanda è dunque caratterizzata da una risoluzione geometrica ai 15 m su ciascuna banda, georeferenziata su WGS84 e ritagliata su di una scena di 30 km quadri sull'area urbana ed extra - urbana di Bologna.

Layer Stacking (15m)

$$= \text{Band 1} + \text{Band 2} + \text{Band 3N} + \text{NDVI} + \text{SR} + \text{Band 10} \\ + \text{Band 11} + \text{Band 12} + \text{Band 13} + \text{Band 14}$$

Definizione delle ROIs

Si è scelto di definire 5 differenti coperture rappresentative:

Roof tile (Mattone rosso)
Concrete Ceiling (Calcestruzzo liscio)
Bare Soil
Vegetation
Water

Le ROIs sono state costruite su immagini in falso colore sulla base delle tecniche di *image enhancement*, intervenendo solo sulla combinazione RGB per migliorare l'interpretazione visiva. In particolare si sono usate:

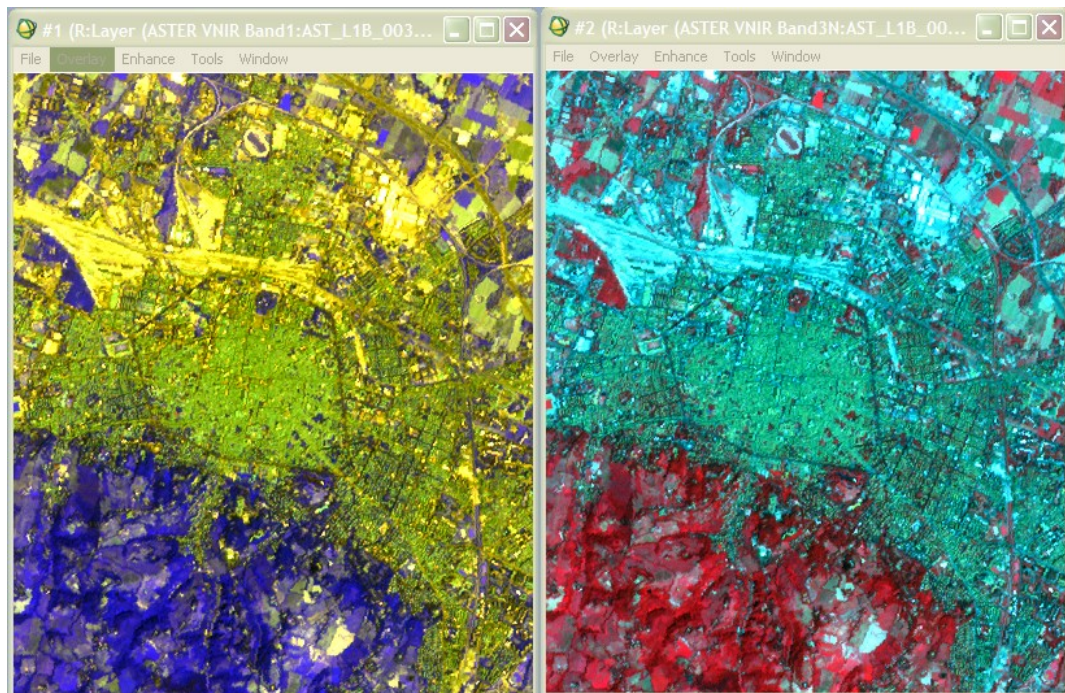


Figura 68: a sinistra immagine falso colore nelle combinazioni NDVI(R)-band3N(G)-band2(B), a destra la combinazione band3N(R)-band2(G)-band1(B).

I *training site* per la classificazione sono stati scelti accuratamente, a più riprese, cercando di includere un numero sufficiente di pixel in modo da considerare la grande variabilità dei valori di DN (*digital number*) per ciascuna classe.

Una limitata dispersione attorno al valor medio di DN per ciascuna banda è indice di bontà nella scelta della ROI.

Si è trovato un giusto rapporto di pixel per classe, attestato sugli 8.000 – 10.000 pixel per le classi *Roof tile* e *Bare Soil*; aumentando il campionamento si è presentato un effetto peggiorativo dei risultati della classificazione stimati in post processing.

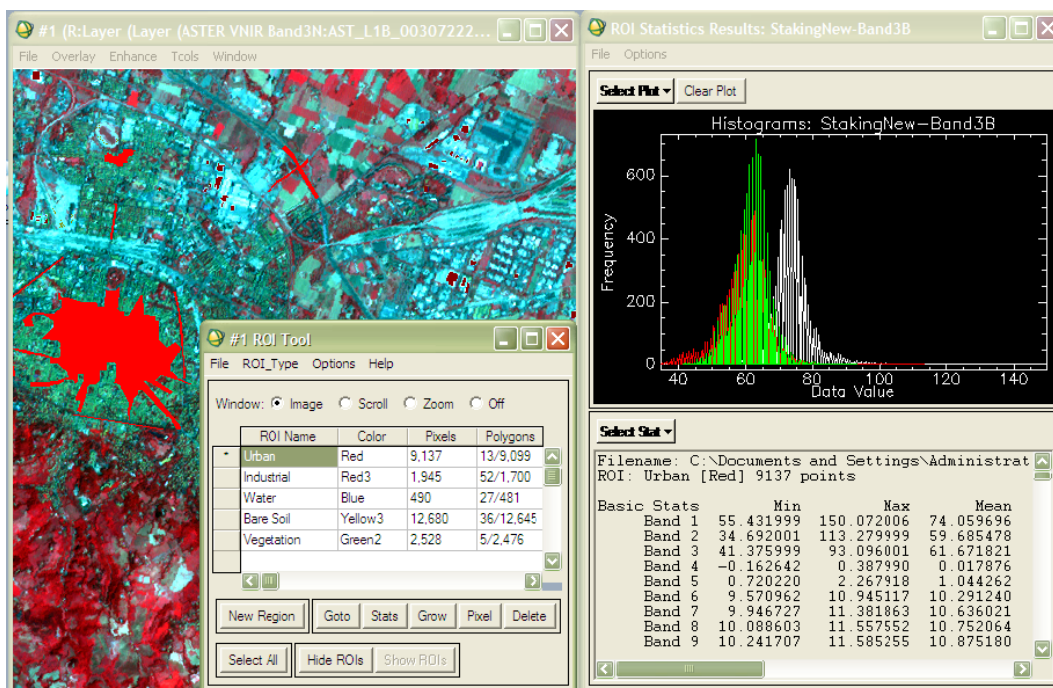


Figura 69: statistiche sulle 3 bande del VNIR e visualizzazione delle ROIs sull'immagine grazie al ROI Tool.

La classe *Water* presenta pochi pixel di definizione della ROI, essendo l'acqua un elemento non rilevante nell'immagine, visto il periodo siccitoso dell'anno.

Questo ha portato alcuni problemi in fase di classificazione.

Classificazione dell'immagine

Per la classificazione si è privilegiato l'algoritmo *Maximum Likelihood Classification*. La classificazione a massima verosimiglianza presuppone una distribuzione normale delle statistiche di ciascuna classe, in ogni banda, e per

ciascuna di queste calcola la probabilità che un dato pixel appartenga ad una classe specifica. A meno che non si selezioni una soglia di probabilità, tutti i pixel sono classificati, e questo riveste un ruolo fondamentale nella generazione di maschere. Ogni pixel è assegnato alla classe cui è associata la più alta probabilità. La presenza di una ROI poco numerosa per la classe *water* ha mostrato una tendenza a classificare la maggior parte dei pixel con alti valori di DN (scuri) come acqua, in maniera erronea.

Questo ha portato all'esclusione di tale classe, non ritenendola comunque indispensabile ai fini del risultato da perseguirsi.

Il risultato della classificazione, valutato in post processamento grazie alla funzione di ENVI[®] *confusion matrix* è accettabile, come si può vedere dalle immagini sottostanti:

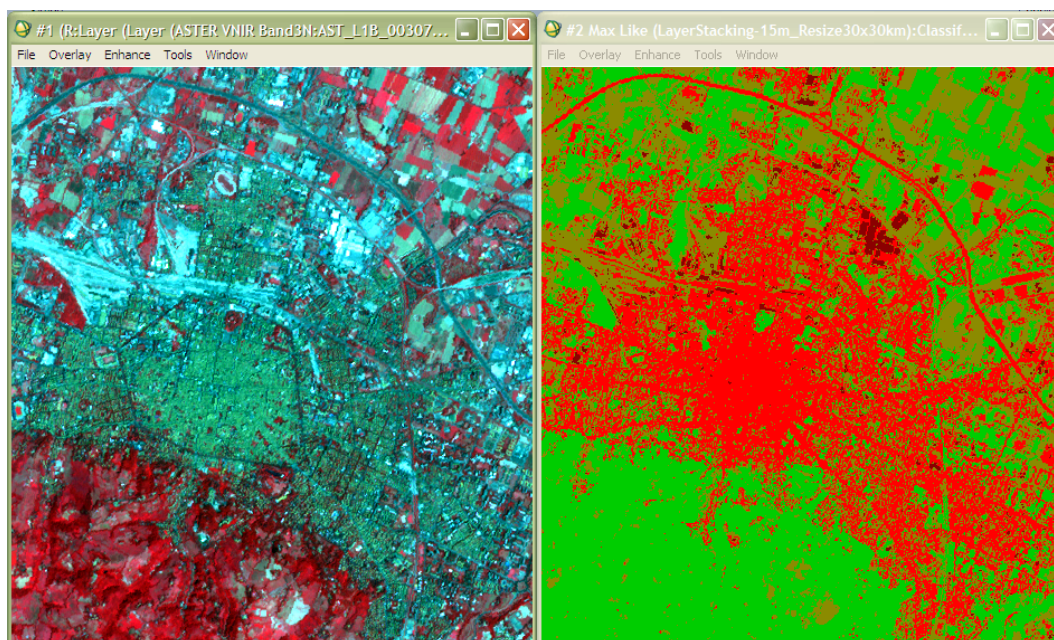


Figura 70: confronto tra immagine a falsi colori ed immagine classificata

Il Tool di post classificazione in ENVI[®] consente di classificare le *rules images*, di calcolare le statistiche per ciascuna classe ed estrarre la matrice di confusione, di applicare la *minority/majority analysis* alle immagini classificate, di raggruppare, setacciare e combinare pixel di differenti classi tra loro, di calcolare le *segmentation images* e di estrarre automaticamente i layer vettoriali.

La matrice di confusione è lo strumento principale di analisi dei risultati di una classificazione. ENVI[®] può calcolare una matrice di confusione (o matrice di contingenza) utilizzando una immagine di verità a terra (ground true image) oppure le ground true ROIs. In ogni caso, il prodotto dell'analisi, è una valutazione di accuratezza totale in percentuale, il coefficiente kappa, le precisioni *user and producer* (utente e produttore), la matrice di confusione ed il valore degli errori di commissione e di omissione.

Sotto è riportato il file di testo contenente i risultati ottenuti implementando la funzione:

Classification ~ Post Classification ~ Confusion Matrix ~ Using Ground Truth Image

Overall Accuracy = (3567/5000) 71.3400%					
Kappa Coefficient = 0.5714					

Ground Truth (Pixels)					
Class	Random Sample	Random Sample	Random Sample	Random Sample	Total
Unclassified	0	0	0	0	0
Urban [Red] 9	1652	0	1156	1	2809
Industrial [R	7	366	95	0	468
Bare Soil [Ye	129	12	1056	3	1200
Vegetation [G	13	1	16	493	523
Total	1801	379	2323	497	5000

Ground Truth (Percent)					
Class	Random Sample	Random Sample	Random Sample	Random Sample	Total
Unclassified	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Urban [Red] 9	91.73	0.00	49.76	0.20	56.18
Industrial [R	0.39	96.57	4.09	0.00	9.36
Bare Soil [Ye	7.16	3.17	45.46	0.60	24.00
Vegetation [G	0.72	0.26	0.69	99.20	10.46
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Class	Commission (Percent)	Omission (Percent)	Commission (Pixels)	Omission (Pixels)
Urban [Red] 9	41.19	8.27	1157/2809	149/1801
Industrial [R	21.79	3.43	102/468	13/379
Bare Soil [Ye	12.00	54.54	144/1200	1267/2323
Vegetation [G	5.74	0.80	30/523	4/497

Figura 71: output del comando *confusion matrix*

In letteratura il valore del coefficiente kappa associato ad una buona classificazione si attesta sul valore di 0,70 – 0,75; considerando l'assenza delle immagini nelle bande dell'infrarosso medio, il risultato della classificazione può considerarsi soddisfacente.

4.3.3 Generazione delle maschere

A questo punto si costruiscono le maschere a partire dall'immagine classificata. Per poter associare ad ogni classe un valore specifico di emissività ϵ è necessario isolare ciascuna delle classi dall'immagine classificata, e lavorare su questa per estrarre la temperatura. Ciò è possibile generando preliminarmente una maschera. Una maschera è un'immagine binaria che consiste di valori di 0 e 1 (matrice di 0 e 1). Quando una maschera è usata in una funzione di elaborazione, ENVI[®] comprende solo le zone con valori di 1 e ignora i valori 0 mascherati nei calcoli. Per costruire le maschere di ciascuna classe di copertura del suolo definita in precedenza, si utilizza la seguente funzione:

Basic Tools ~ Masking ~ Build Mask

e dal menù a tendina della finestra si seleziona:

Options ~ Import Data Range

Questa funzione consente di mascherare tutti i pixel entro un fissato intervallo di valori di DN, che viene definita parametricamente sui campi *Band Min Value* e *Band Max Value*. Si utilizza perciò un escamotage per far sì che il software vada a mascherare solo ed esclusivamente una classe in particolare dell'immagine classificata; essendo ciascuna classe "tracciata" dal software con un numero intero positivo a partire dalla definizione delle ROIs (da 1 a 4 nel nostro caso), si associa nei campi *Band Min Value* e *Band Max Value* un intervallo nullo di DN con valore numerico pari a quello assunto dalla classe nell'immagine classificata.

$$\text{Roof Tile Class Value} = 1 \Rightarrow \begin{cases} \text{Band max value} = 1 \\ \text{Band min value} = 1 \end{cases}$$

$$\text{Concrete Ceiling Class Value} = 2 \Rightarrow \begin{cases} \text{Band max value} = 1 \\ \text{Band min value} = 1 \end{cases}$$

$$\text{Bare Soil Class Value} = 3 \Rightarrow \begin{cases} \text{Band max value} = 1 \\ \text{Band min value} = 1 \end{cases}$$

$$\text{Vegetation Class Value} = 4 \Rightarrow \begin{cases} \text{Band max value} = 1 \\ \text{Band min value} = 1 \end{cases}$$

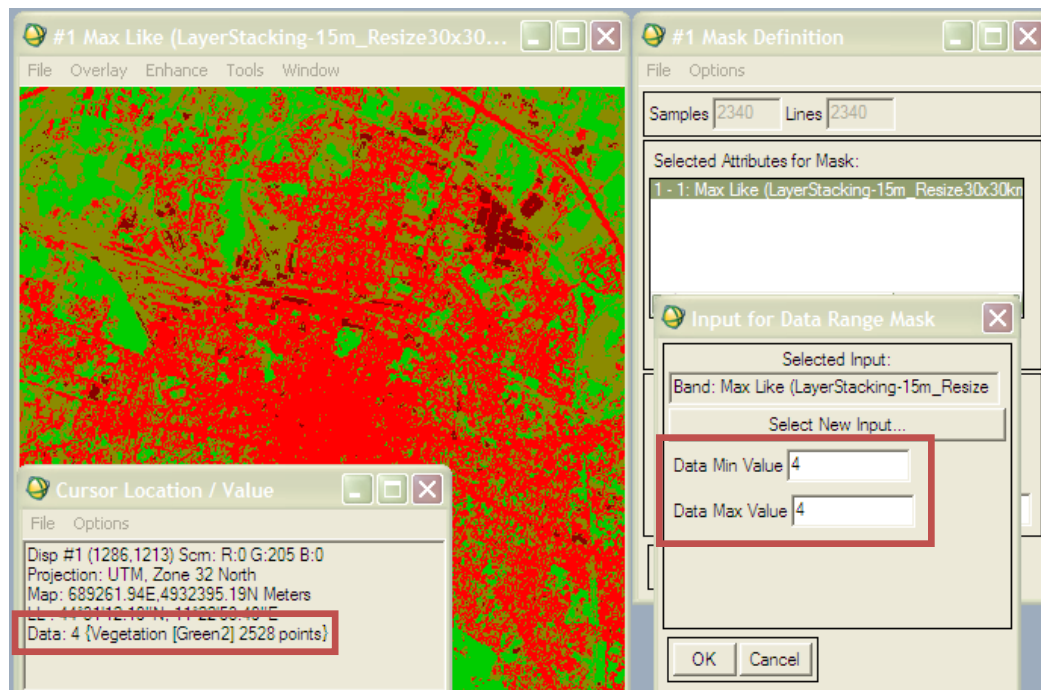


Figura 72: Creazione della maschera di vegetazione

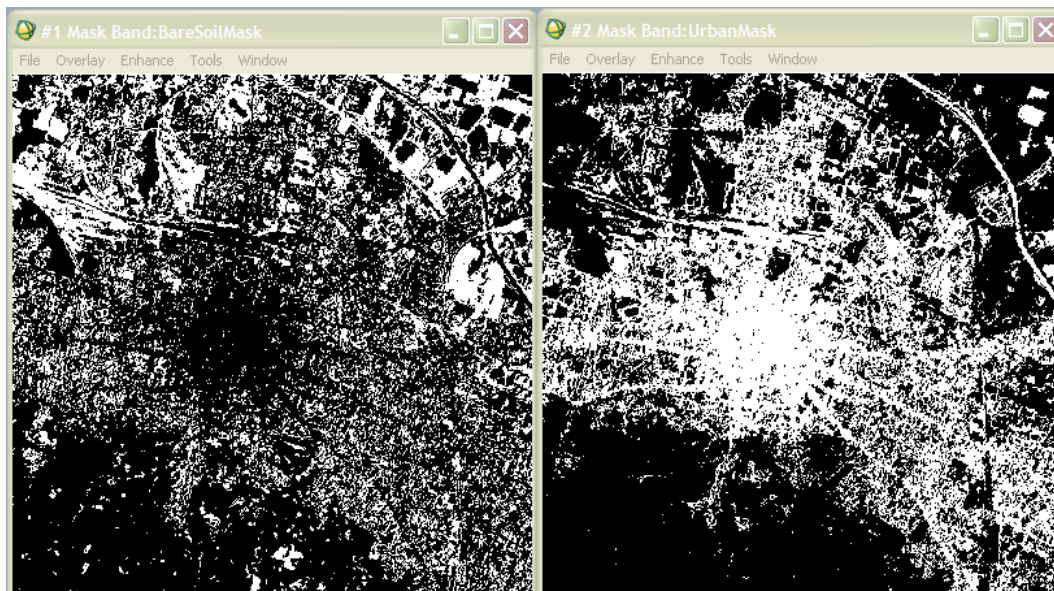


Figura 73: a sinistra maschera di Suolo Nudo (Bare Soil), a destra quella di tessuto urbano (Roof Tile). I valori di DN appartenenti alla classe specifica nella maschera assumono valore di 1, tutto il resto 0.

4.3.4 *Applicazione delle maschere*

Con la funzione di ENVI[®]:

Basic Tools ~ Masking ~ Apply Mask

è possibile applicare una maschera direttamente su un'immagine od un suo subset spaziale e/o spettrale.

Nel nostro caso è di grande importanza la scelta del *Mask Value*; se scegliessi come valore il *NaN (Not a Number)* di ENVI[®], sull'immagine avrei chiaramente valori reali di riflettività solo sulla maschera e altrove *nessun valore*. Perché si possano sommare queste bande “mascherate” è però importante che tutti i pixel abbiano valori reali, perciò si assume il valore 0 come parametro in input.

4.3.5 *Estrazione delle immagini di temperatura*

Generate le maschere, si passa alla costruzione delle immagini di temperatura; l'obiettivo è costruire artificialmente un'immagine di temperatura sulla quale si assumano differenti valori di emissività al variare della copertura individuata dalle classi. Per estrarre le temperature si procede in due modi:

- applicando la funzione di ENVI[®] *Emissivity Normalization*;
- invertendo la legge di Planck “manualmente” avvalendosi del *Band Math* di ENVI[®].

Emissivity Normalization sulle maschere

La procedura di lavoro ricalca quella vista al paragrafo 4.2.3 specificando però che:

- in input il dato di nostro interesse è solo quello termico, che costituisce un subset spettrale rispetto all'immagine multibanda generata dal *Layer Stacking*, mentre il subset spaziale è comune, e deriva proprio dal *Layer Stacking* iniziale. Sarà perciò necessario specificare all'input dal campo *subspectra* quali bande considerare nel processamento;
- per ciascuna delle classi si applicato un differente valore di emissività, tenendo per ciascuna in considerazione la copertura predominante:

Roof tile (Mattone rosso)	Mattone rosso	0,93
Concrete Ceiling (Calcestruzzo liscio)	Calcestruzzo rasato	0,974 (0,85)
Bare Soil	Suolo asciutto	0,92
Vegetation	Copertura fogliare	0,98

Per rappresentare l'emissività della copertura del tessuto urbano di Bologna si è scelto il mattone rosso in virtù della forte diffusione che ha la tegola come tipologia edilizia nella provincia di Bologna.

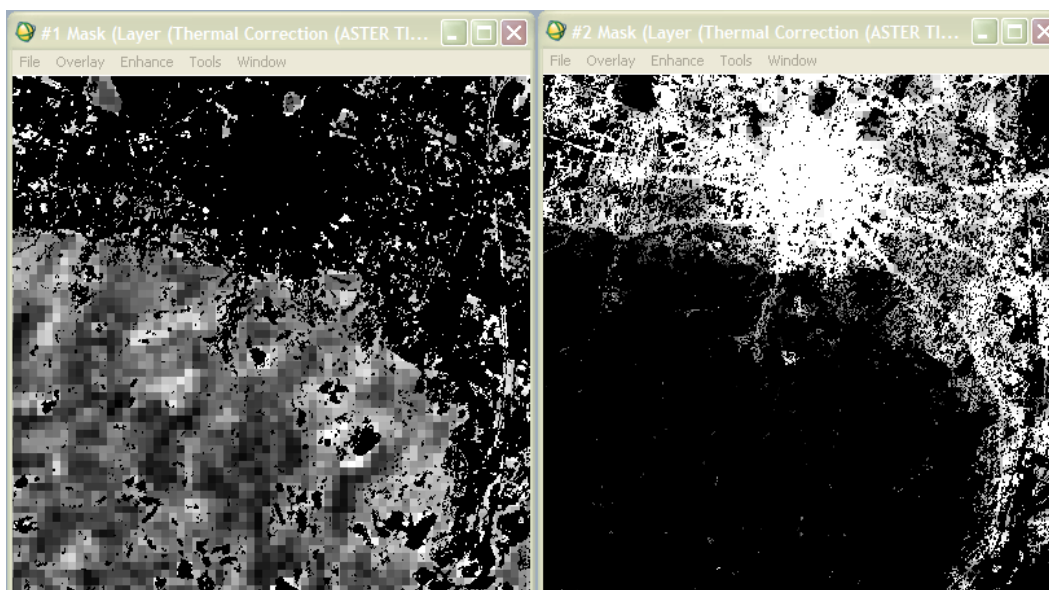


Figura 74: risultato del processamento; a sinistra l'immagine di temperatura ottenuta per la classe *Vegetation*, a destra l'immagine di temperatura ottenuta per la classe *Roof Tile*.

Inversione della legge di Planck

La funzione di Planck è usata spesso per calcolare la radiazione emessa dagli oggetti che si irradiano come un perfetto "corpo nero". L'inverso della funzione di Planck è utilizzato per trovare la "temperatura di brillantezza" di un oggetto la cui radianza emessa è stata misurata, come nel nostro caso. Definita una certa banda come riferimento per il calcolo, la cui radianza emessa misurata è assunta come riferimento di corpo quasi nero, e fissato il valore della lunghezza d'onda della banda, la temperatura di brillantezza (*Brightness Temperature*) può assumere questa forma (Smith,2003):

$$T_B = \left(\frac{hc}{k\lambda} \right) \left(\frac{1}{\ln \left(\frac{2hc^2\lambda^{-5}}{b_{rif}} + 1 \right)} \right) \quad [^{\circ}K]$$

dove: T_B = brightness Temperature

$$h = 6,626068 \cdot 10^{-34} \text{ [Js]}$$

$$k = 1,38066 \cdot 10^{-23} \text{ [J/deg]}$$

$$c = 2,997925 \cdot 10^8 \text{ [m/s]}$$

λ = lunghezza d'onda della banda di riferimento [m]

b_{rif} = banda di riferimento, assume il valore di immagine di radianza di corpo nero misurata [W/m^3sr].

Dalla T_B , una volta definita come nel caso precedente l'emissività ϵ di ciascuna classe, è possibile calcolare la temperatura superficiale T_S utilizzando la relazione:

$$T_S = \frac{T_B}{\epsilon^{0,25}} \quad [^{\circ}K]$$

Entrambe queste funzioni possono essere semplicemente implementate su ENVI[®] utilizzando la funzione *Band Math*. Il risultato è un'immagine di temperatura, ottenuta per ciascuna maschera in due processamenti successivi.

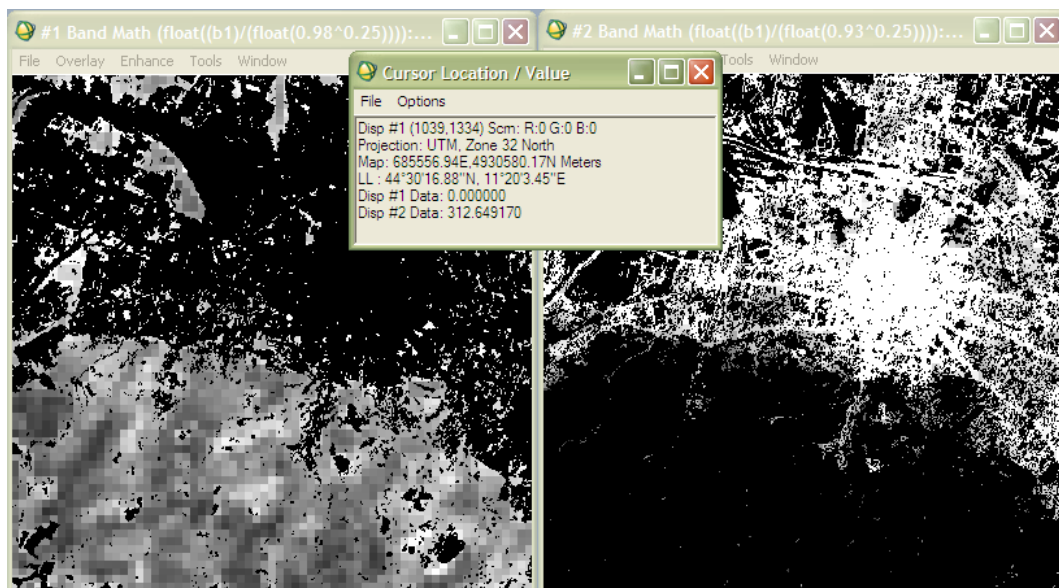


Figura 75: risultato del processamento; a sinistra l'immagine di temperatura ottenuta per la classe *Vegetation*, a destra l'immagine di temperatura ottenuta per la classe *Roof tile*.

4.3.6 Costruzione dell'immagine di temperatura

Sommando algebricamente le 4 immagini di temperatura riferite alle maschere, per ognuna delle due tecniche viste otteniamo un'immagine di temperatura che tiene conto delle differenti emissività dei materiali caratteristici di ciascuna classe.

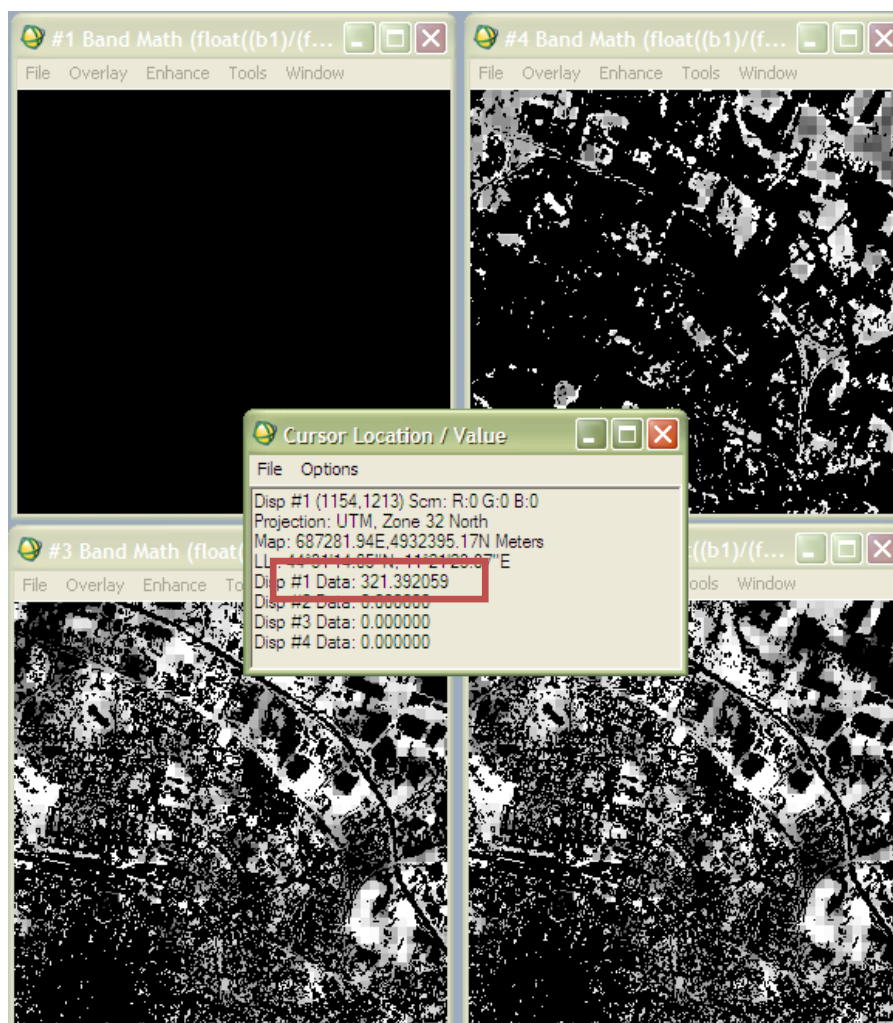


Figura 76: quattro maschere di temperatura che vengono sommate algebricamente.

Si noti nell'immagine sopra che la classe *Concrete Ceiling* sembra essere caratterizzata da valori di DN nulli, mentre un esame più attento fa risaltare i valori effettivi di temperatura superficiale.

Il risultato finale appare come sotto:

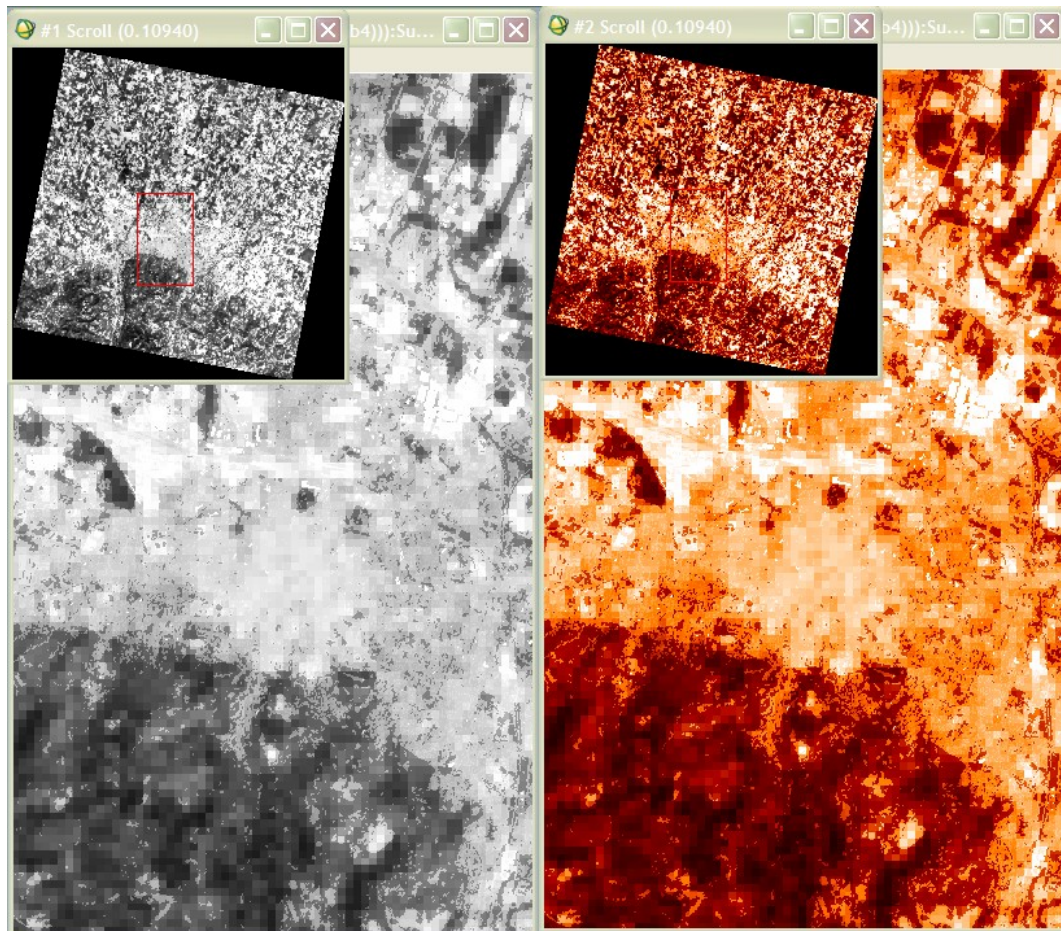


Figura 77: immagine di temperatura; a sinistra in toni di grigio, a destra in *color mapping - thermal* di ENVI®.

4.3.7 Confronto tra le immagini di temperatura

Per l'analisi dei risultati, si sono posti a confronto i valori di *LST* ottenuti in ciascuna classe per valori differenti di emissività con gli algoritmi *Planck Function Inversion* ed *Emissivity Normalization*, ed i valori di *LST* ottenuti applicando gli algoritmi di ENVI® *Reference Channel Emissivity* (sulla banda 14 *ASTER*) ed *Emissivity Normalization*, valutati con valore di emissività questa volta costante su ciascuna classe e pari a 0,96 (valore più volte proposto in letteratura).

Nella tabella 18 sono riportati i valori statistici (massimo – minimo – media – deviazione standard) delle temperature superficiali ottenute dai 4 diversi approcci

su ciascuna delle 4 classi, riferite all'intero subset processato con il Layer Stacking: si nota come la media della *LST*, calcolata attraverso l'inversione della funzione di Planck con valori di ϵ in ogni classe, sia soggetta a forte variabilità rispetto ai valori ottenuti da algoritmi ad emissività costante. Questo è ragionevole in quanto ci si attende (analiticamente) che al crescere di ϵ , cali la temperatura, mentre, viceversa, al calare di ϵ , cresca la temperatura superficiale. La differenza nel calcestruzzo liscio/ruvido è di circa 9 °K per valori di emissività che vanno da 0,85 a 0,974.

	Min	Max	Mean	StDev	
NormEmiss_EpCost(0,96)	298.75	322.86	309.40	2.44	Bare Soil
RefChannel_b14_EpCost(0,96)	297.20	321.10	308.68	2.29	Bare Soil
TS_Temp_PlankInverse	300.57	324.51	312.07	2.29	Bare Soil
TS_Norm-Emiss	300.95	326.13	312.41	2.48	Bare Soil
NormEmiss_EpCost(0,96)	297.98	320.05	305.36	2.70	Vegetation
RefChannel_b14_EpCost(0,96)	297.65	318.48	304.92	2.54	Vegetation
TS_Temp_PlankInverse	296.31	316.85	303.48	2.50	Vegetation
TS_Norm-Emiss	296.65	318.51	303.95	2.68	Vegetation
NormEmiss_EpCost(0,96)	298.75	322.86	309.51	2.61	Roof Tile
RefChannel_b14_EpCost(0,96)	297.20	321.10	308.82	2.44	Roof Tile
TS_Temp_PlankInverse	299.76	323.64	311.37	2.44	Roof Tile
TS_Norm-Emiss	300.39	325.29	311.76	2.64	Roof Tile
NormEmiss_EpCost(0,96)	298.75	319.81	309.71	2.91	Concrete
RefChannel_b14_EpCost(0,96)	297.20	318.62	308.83	2.83	Concrete
TS_Temp_PlankInverse (Ep0,974)	296.31	317.47	307.80	2.80	Concrete
TS_Norm-Emiss (Ep0,974)	298.01	318.73	308.70	2.88	Concrete
TS_Temp_PlankInverse (Ep0,85)	306.57	328.47	318.46	2.90	Concrete
TS_Norm-Emiss (Ep0,85)	305.77	329.15	318.49	3.08	Concrete

Tabella 18: Valori calcolati in media, max, min, standard deviation per ciascuna classe con i metodi di determinazione di *LST* (°K) utilizzati nella sperimentazione.

Ci si può facilmente convincere, osservando anche l'algoritmo *Emissivity Normalization* a ϵ variabile, che c'è una differenza tra i valori medi di *LST* ottenuti ad emissività costante e quelli ottenuti ad emissività associata a ciascuna

classe; in particolare, i valori calcolati di LST su suolo nudo si discostano di oltre 3 °K da quelli ottenuti con i metodi *Emissivity Normalization* e la *Planck Function Inversion*; meno evidente è sulle altre classi.

Le deviazioni standard calcolate per ciascuna classe, per ogni algoritmo, sono pressoché analoghe

Le stesse considerazioni possono farsi osservando le figure 78-79; si può altresì notare come ci sia affinità di comportamento termico tra suolo nudo e copertura urbana a mattone rosso. Questo può spiegare localmente le difficoltà nell'apprezzare isole di calore urbano sulla città di Bologna superiori al grado e mezzo di temperatura: quando si procede alla definizione dell'ambiente urbano e di quello rurale si è soliti confondere in quello rurale sia le coperture vegetali che quelle nude. Nel periodo estivo, quando il terreno nudo è scarsamente ricco di acqua, ed in particolare nelle ore del mattino, che coincidono con quelle di acquisizione delle immagini *ASTER*, è possibile che vi sia tendenza all'effetto di isola di calore negativa, a causa della differenza di riscaldamento tra l'ambiente urbano e l'ambiente rurale, come riportato da Oke (1987). Questo accostamento, evidenziato associando all'immagine di radianza un più significativo valore di emissività, lo dimostra.

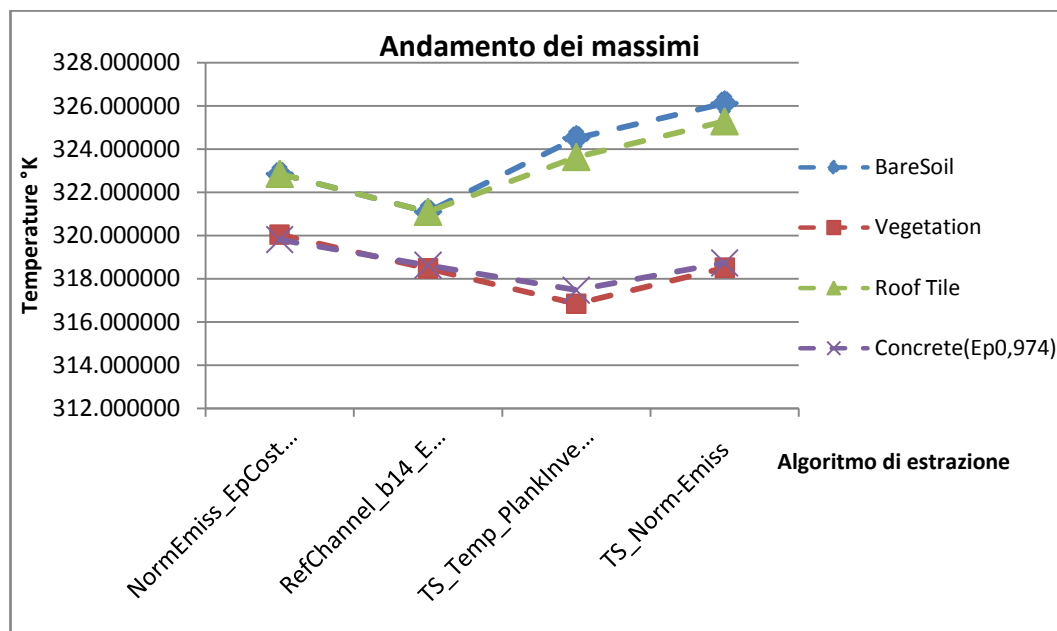


Figura 78: Andamento dei massimi valori apprezzati nelle immagini di temperatura per ciascuna classe.

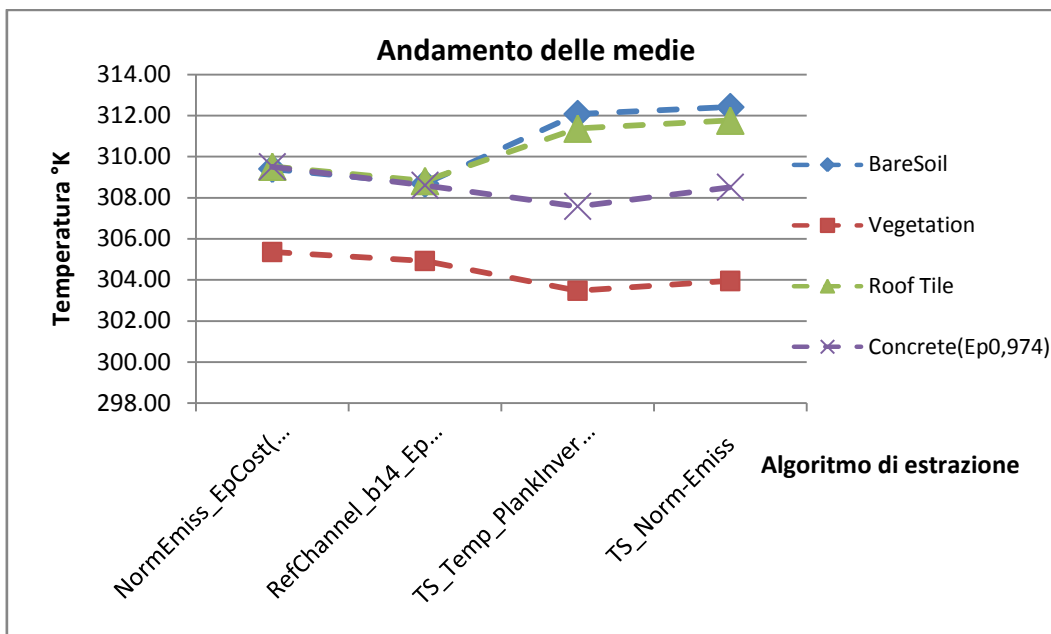


Figura 79: Andamento dei valori medi apprezzati nelle immagini di temperatura per ciascuna classe.

Sulle quattro immagini, dopo essere state co-registrate geometricamente, sono stati definiti un transetto Est/Ovest, uno Nord/Sud ed uno in direzione Sud-Est/Nord-Ovest (figura 80), analizzando quindi l'andamento della T_S lungo di essi per tutti e quattro gli algoritmi di estrazione delle temperature considerati.

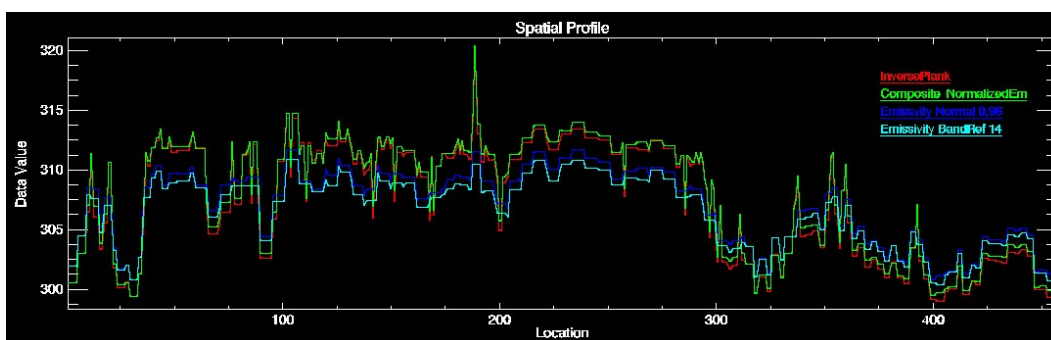


Figura 80: transetto delle temperature ottenuto sulle quattro immagini: in verde la composite thermal image derivata da classificazione-algoritmo Emissivity Normalization, in rosso la composite thermal image derivata da classificazione-algoritmo Planck Function Inversion, in blu l'immagine estratta con Emissivity Normalization ad $\epsilon=0,96$ cost., in ciano con Reference Channel Emissivity sulla banda 14, $\epsilon=0,96$ cost.

Le evidenze già confermate dai dati sono visibili anche entro i transetti, in particolare, è possibile scorgere il fenomeno dell'*UHI*, che si manifesta nella zona del centro storico cittadino, distinguibile nella zona centrale del transetto di figura 80; spostandosi ai lati dell'area urbana, verso la periferia, si noti come cala il trend delle temperature.

Volendo dare una valutazione approssimata “per eccesso” della disponibilità, stimata da analisi su immagini satellitari, di escursione termica disponibile tra terreno vegetato e copertura a mattone rosso dell’ambiente urbano, con differenti tecniche di estrazione della temperatura superficiale, possiamo farlo come mostrato in figura 81.

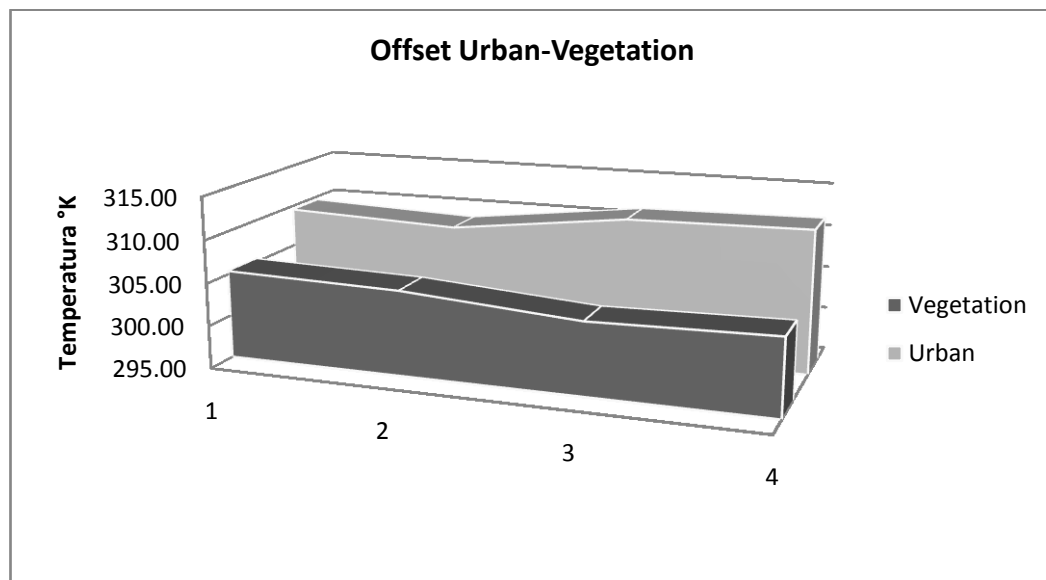


Figura 81: Escursione termica disponibile tra ambiente urbano e rurale vegetato valutato con differenti tecniche di estrazione: 1- Emissivity Normalization $\epsilon=0,96$, 2 - Reference Channel Emissivity (band 14) $\epsilon=0,96$, 3 - Planck Function Inversion $\epsilon_v=0,98 - \epsilon_r=0,93$, 4 - Emissivity Normalization $\epsilon_v=0,98 - \epsilon_r=0,93$.

In maniera più rigorosa, per l'analisi del fenomeno dell'*UHI* è stato invece definito un subset dell'immagine (400x400 pixel) che contenesse interamente la città di Bologna; è quindi stato effettuato il confronto statistico dei valori di temperatura superficiale derivati dalle 4 metodologie di estrazione delle temperatura superficiali impiegate, considerando sia l'intera finestra che una regione d'interesse più ristretta, corrispondente al centro storico della città. La differenza di temperatura è stata calcolata sull'intero subset rispetto al centro storico, e sulla media dei valori di temperatura delle classi suolo nudo/vegetazione entro il subset.

	Rural	Urban	Subset	$\Delta Tu\text{-sub}$	$\Delta Tu\text{-r}$
NormEmiss_EpCost(0,96)	307.38	309.72	308.55	1.17	2.34
RefChannel_b14_EpCost(0,96)	306.80	309.03	307.92	1.12	2.23
TS_Temp_PlankInverse	307.77	311.58	309.68	1.90	3.81
TS_Norm-Emiss	308.18	311.96	310.07	1.89	3.78

Tabella 19: Valori calcolati in media ($^{\circ}\text{K}$), dell'isola di calore urbano sulla città di Bologna.

Gli istogrammi di frequenza della *LST* all'interno del centro storico, se confrontati con gli stessi riferiti all'intero subset considerato, evidenziano sulle quattro immagini una differenza rilevante nelle temperature medie rispetto ai valori ottenuti per l'ambiente rurale; nella tabella 19 sono riportati i valori statistici ottenuti dai quattro criteri adottati, e si nota come la differenza tra il centro storico e l'intero subset oscilla tra $2,2^{\circ}$ e $3,8^{\circ}$ considerando la differenza rurale/urbano e tra $1,17^{\circ}$ e $1,90^{\circ}$ considerando l'ambiente rurale come tutto il subset.

Le sensibili differenze tra l'area del centro storico e il suo intorno rurale mostrano la presenza dell'isola di calore urbano sulla città di Bologna, come già evidenziato da altri studi sulla stessa area (Zauli, Sajani e Scotto, 2007; Ventura et al., 2009; Bitelli & Conte, 2010).

La variabilità dei risultati, che sarà oggetto di ulteriore indagine, non consente però una stima affidabile della sua intensità che dipende, come visto al Capitolo Terzo, oltre che dal periodo e dall'ora di acquisizione, dalle condizioni atmosferiche, dall'elevazione del terreno e dalla sua esposizione, dalla pendenza topografica, dall'inerzia termica e da diversi altri fattori di difficile modellazione senza integrare le misure radiometriche telerilevate con dati *ground true* sui differenti layer atmosferici dell'isola di calore (*SUHI*, *CLUHI* in particolare).

Per avere riscontro oggettivo della validità del dato termico estratto con la procedura sopra descritta, si possono porre a confronto i valori, puntuali e medi, di temperatura, localizzati in punti ben precisi del territorio corrispondenti con le stazioni di rilevazione meteo dell'Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente dell'Emilia-Romagna (ARPA), come proposto da Mazza (2009).

Stazione ARPA	Longitudine	Latitudine	EST (m)	NORD (m)
Bologna	Lon. 11.328782°	Lat. 44.500752°	E 685132	N 4930131
Mezzolara	Lon. 11.533782°	Lat. 44.571051°	E 701186	N 4938424
Settefonti	Lon. 11.461578°	Lat. 44.402582°	E 696017	N 4919535
Padulle	Lon. 11.290551°	Lat. 44.62775°	E 681696	N 4944152
Castelfranco	Lon. 11.02745°	Lat. 44.630086°	E 660819	N 4943858

Tabella 20: Stazioni meteorologiche ARPA in acquisizione nell'area metropolitana di Bologna. Coordinate riferite al datum WGS84.

Esistono però in questo senso taluni vincoli quali il periodo di attivazione della stazione, la posizione rispetto alle immagini possedute e la possibilità di misurazione della variabile temperatura. Riveste la massima importanza, inoltre, il rischio di incoerenza del dato di confronto; ciò è legato all'estrazione delle temperature superficiali nell'immagine telerilevata quando confrontate alla misura atmosferica in sito.

Di notevole rilievo è la necessità di conferire rigore scientifico al trattamento dei dati che devono essere interpolati per il confronto con l'immagine di temperatura. Quest'ultima assume, entro il pixel, l'entità di un "oggetto" continuo e necessità perciò di una statistica di confronto con i parametri atmosferici puntuali.

4.4 Caso di studio: rilievo in cinematico di transetti di temperatura atmosferica sulla città di Bologna nell'ambito del progetto EnergyCity

A partire dal Gennaio 2011, in concomitanza con l'inizio delle campagne di rilievo aereo del progetto europeo EnergyCity, si sono realizzati sulla città di Bologna dei transetti di temperatura in cinematico, utilizzando un'autovettura adeguatamente strumentata.

Nel seguito verranno riportati i primi risultati dello studio sul comportamento dell'isola di calore urbano da rilievi in cinematico. I dati rilevati attraverso i transetti costituiscono parte del data-set EnergyCity rilevato sulla città di Bologna.

4.4.1 Materiali e metodi

Abbiamo visto (Capitolo Terzo) che per ottenere buone stime del *CLUHI* rilevato sullo screen level (piano ideale posto ad una quota di circa 1,60 m dal suolo) una valida soluzione è la realizzazione di rilievi in cinematico di transetti di temperatura utilizzando un'autovettura adeguatamente strumentata.

Per la misura in continuum di temperatura si sono utilizzati dei sensori data - logger RHT10 Extech, con le seguenti specifiche:

- Memoria per 32,000 letture (16,000 letture di temperatura e 16,000 di umidità);
- Indicazione del punto di rugiada tramite software Windows;
- Frequenza di registrazione dati selezionabile: 2s, 5s, 10s, 30s, 1m, 5m, 10m, 30m, 1h, 2h, 3h, 6h, 12h, 24h;
- Indicazione stato con *LED* Rosso/Giallo e *LED* Verde;
- Interfaccia USB per Impostazione e download dei dati;
- Allarme soglia per umidità relativa e temperatura programmabile dall'utente;
- Software Analisi usato per visualizzare grafici;

Umidità Relativa	Campo Generale	da 0 a 100%
	Accuratezza (da 0 a 20 e da 80 a 100%)	±5.0%
	Accuratezza (da 20 a 40 e da 60 a 80%)	±3.5%
	Accuratezza (da 40 a 60%)	±3.0%
Temperatura	Campo Generale	da -40 a 70 °C
	Accuratezza (da -40 a -10 e da +40 a +7 °C)	±2°C
	Accuratezza (da -10 a +40 °C)	±1°C
	Accuratezza in relativo (da -10 a +40 °C)	±0,1°C
Temperatura Punto di Rugiada	Campo Generale	da -40 a 70°C
	Accuratezza (25 °C, da 40 a 100%RH)	±2 °C



Intervallo registrazione	Intervallo di misurazione selezionabile: da 2 secondi fino a 24 ore
Temperatura di funzionamento	Da -35 a 80 °C
Tipo batteria	3.6V Litio
Durata batteria	1 anno (tipicamente) dipende dall'intervallo di registrazione, temperatura ambiente, e utilizzo Allarmi e LED
Dimensioni/Peso	101x25x23mm (4x1x.9") / 172g (6oz)

Tabella 21: Caratteristiche costruttive del sensore termico data - logger RHT10 Extech utilizzato nella sperimentazione.

Considerata l'importanza delle condizioni di esposizione all'aria e più in generale all'ambiente della strumentazione di rilievo, i sensori di temperatura devono disporre di una schermatura antiradiante, con il ruolo di:

- ✓ riflettere la radiazione proveniente da Sole, nuvole, terreno e altri oggetti circostanti;
- ✓ garantire la circolazione dell'aria, eventualmente offrendo la possibilità di ventilazione forzata;
- ✓ proteggere il sensore dalle precipitazioni.

Il sensore deve inoltre essere installato:

- ✓ lontano da possibili fonti di calore (ad esempio il calore prodotto dal motore);
- ✓ tra gli 1.25 e 2 m di altezza, o comunque ad un'altezza rappresentativa dell'ambiente da monitorare (screen level nel nostro caso).

È inoltre consigliabile l'integrazione di un ricevitore GPS che consenta la materializzazione puntuale dei dati termici rilevati.

Per garantire questi standard in fase di rilievo si è appositamente costruita una strumentazione di supporto al sensore di temperatura costituita da uno schermo radiante (*schermo di Stevenson*) con attacco magnetico per la necessità di assicurarla al top del veicolo. Lo schermo è stato integrato con un apice per il montaggio di un'antenna GPS che risultasse coassiale al sensore di temperatura.



Figura 82: Schermo di Stevenson montato sul top dell'auto di Dipartimento (DICAM – ex DSTART). Si nota l'integrabilità con l'antenna del ricevitore GPS.



Figura 83: Schermo di Stevenson smontato sul top dell'auto di Dipartimento (DICAM). Si nota l'alloggiamento del sensore di temperatura data - logger RHT10 Extech.



Figura 84: Schermo di Stevenson smontato sul top dell'auto di Dipartimento (DICAM – ex DISTART). Si nota l'alloggiamento del sensore di temperatura data - logger RHT10 Extech. Particolare (a).



Figura 85: Schermo di Stevenson smontato sul top dell'auto di Dipartimento (DICAM – ex DISTART). Si nota l'alloggiamento del sensore di temperatura data - logger RHT10 Extech. Particolare (b).



Figura 86: Schermo di Stevenson smontato. In alto a sinistra: struttura dello schermo, si nota l'alloggiamento con vite 5/8" per innesto antenna GPS. In alto a destra: particolare dell'alloggiamento del sensore di temperatura. In basso a sinistra: particolare dell'interno dello schermo; le fessure con equidistanza 3 cm consentono la circolazione dell'aria. In basso a destra: attacchi a calamita dello schermo. Si sono utilizzate 3 calamite al neodimio (forza 25 Kg ciascuna).

Il ricevitore GPS utilizzato per il posizionamento cinematico (acquisizione a 2 secondi) del sensore di temperatura ambiente nello spazio è il ricevitore ProMark 3 con antenna NAP100, ricevente solo segnale GPS (non riceve i GLONASS) in singola frequenza.

Un sensore fisso è stato montato alla facoltà di ingegneria alla stessa altezza di quello montato sull'auto, così da garantire un riferimento di temperatura in

acquisizione costante per l'intera durata del percorso e consentire la possibilità di correggere i dati rispetto la variazione del gradiente termico nel tempo.

Un terzo sensore non schermato è stato installato sempre a bordo dell'auto e posto in acquisizione per offrire un controllo sul dato principale, rilevato dal data logger montato al di sotto dello schermo di Stevenson.

Sono state eseguite 5 campagne di rilievo, nei mesi di Gennaio e Febbraio 2011. Ad ogni sessione si sono realizzati transetti di temperatura su di un percorso standard, ripetuto ogni volta, in orari differenti della giornata scelti cercando un buon compromesso tra periodi di massima intensità del fenomeno *UHI* e scarso traffico stradale:

- *19 Gennaio 2011*: campagna test, effettuata in un'unica sessione serale su un percorso abbreviato con 2 soli data - logger in funzione, uno schermato l'altro di controllo;
- *26 Gennaio 2011*: seconda campagna svolta in tre differenti intervalli della giornata, sul percorso lungo la direttrice ovest-est (Facoltà di Ingegneria > San Lazzaro - Idice > Borgo Panigale > Facoltà di ingegneria), passando per il centro cittadino in via Castiglione. Le sessioni si sono così articolate:
 - sessione di tarda mattinata ore 13:30 – 15:30;
 - sessione del tardo pomeriggio ore 18:00 – 20:00;
 - sessione serale ore 21:30 – 23:30.
- *01 Febbraio 2011*: terza campagna svolta in tre differenti intervalli della giornata, sul percorso lungo la direttrice ovest-est (Facoltà di Ingegneria > San Lazzaro - Idice > Borgo Panigale > Facoltà di ingegneria), passando per il centro cittadino in via Castiglione. Le sessioni si sono così articolate:
 - sessione di tarda mattinata ore 11:30 – 13:30;
 - sessione del tardo pomeriggio ore 18:00 – 20:00;
 - sessione serale ore 22:30 – 00:30.
- *11 Febbraio 2011*: quarta campagna svolta in concomitanza al volo test su Bologna, sul percorso lungo la direttrice ovest-est (Facoltà di Ingegneria >

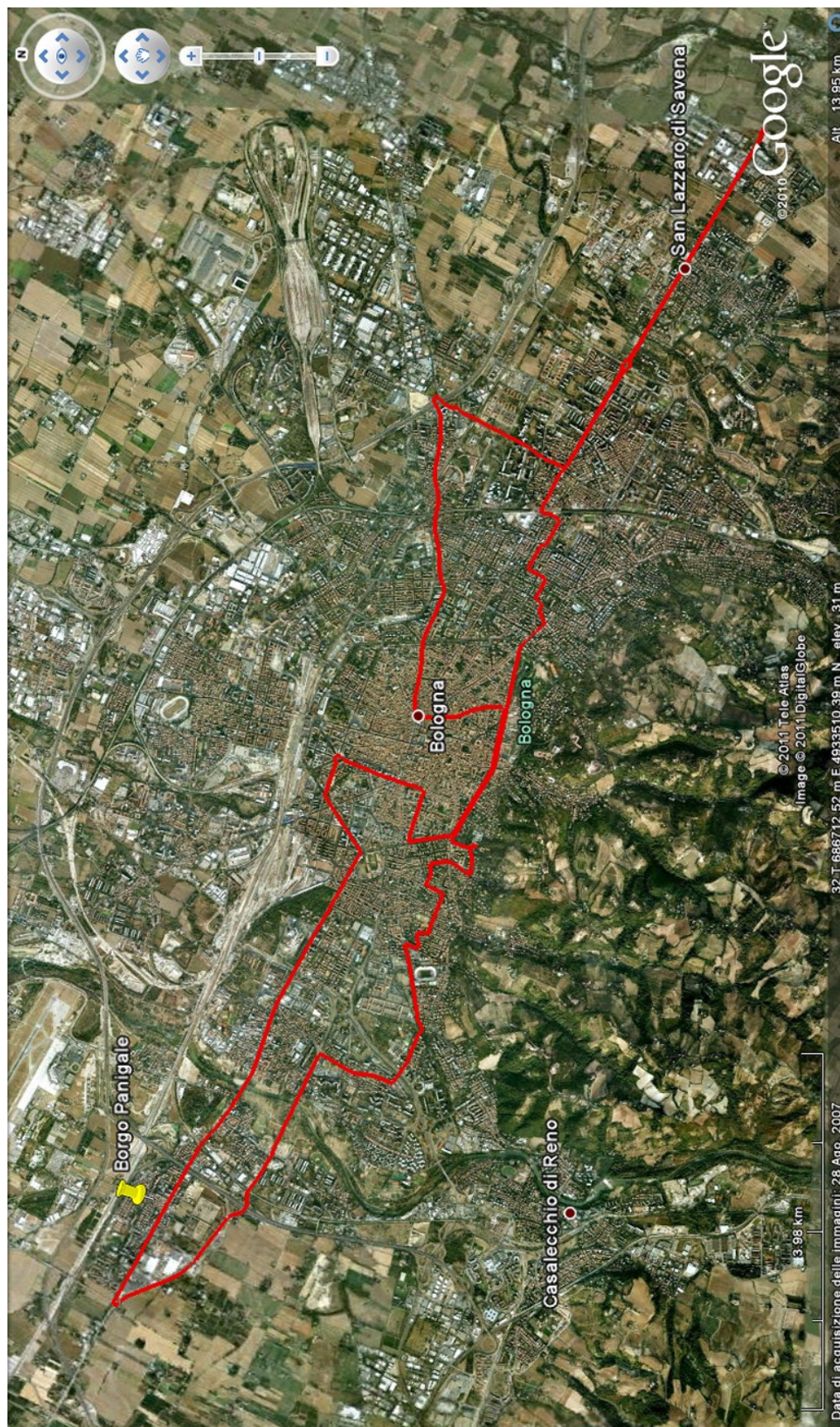


Figura 88: Percorso di rilevamento sulla direttrice ovest-est nella sera del 26 Gennaio 2011.

I data - logger utilizzati nella sperimentazione non sono mai stati sostituiti in ciascuna delle cinque campagne. Sono stati fatti acquisire in simultanea in uno stesso ambiente per 6 ore, con lo scopo di verificare l'offset relativo nella misura tra ciascuno strumento e correggere i dati riportandoli al valore del data - logger assunto come riferimento e montato sullo schermo di Stevenson.

Si è discusso al Capitolo Terzo della necessità di apportare correzioni per le variazioni di temperatura durante il tempo della traversata; almeno i dati iniziali e finali registrati devono essere comuni ad un riferimento termico fisso. Le correzioni possono essere apportate assumendo modelli di raffreddamento lineare o logaritmico, ma le funzioni potrebbero non rappresentare adeguatamente il fenomeno di variazione nel tempo; se dovesse verificarsi questa eventualità una possibile soluzione è riferire il campo di temperature ad un istante prefissato, ad esempio quello iniziale. Nella fase di sperimentazione, in ciascuna campagna di rilievo, della durata di circa 2 ore, si sono registrati dati di variazione di temperatura durante la traversata grazie al sensore posto fisso presso la facoltà di Ingegneria. Tutti i dati registrati, in ogni uscita sono stati corretti e riportati all'istante iniziale del rilievo.

4.4.2 I primi risultati

Le registrazioni sono state inizialmente processate attraverso il software proprietario del data - logger. Nel seguito sono riportati i dati grezzi, non corretti, come acquisiti nei rilievi del 26 Gennaio e 2011, diurni e notturni.

In tutti i tracciati di temperatura si nota un comportamento anomalo in partenza ed in arrivo: questi effetti di bordo, legati alle condizioni di montaggio degli strumenti, allo smontaggio ed al deposito sono stati eliminati in post - processing. Interessante è notare, nei rilievi diurni del 26 Gennaio, l'alta incidenza che l'irraggiamento solare diretto ha sulla temperatura ambientale; la presenza di due data - logger in acquisizione sincrona, uno schermato, l'altro no, mostra questo evidente fenomeno, illustrato con maggior evidenza in figura 91.

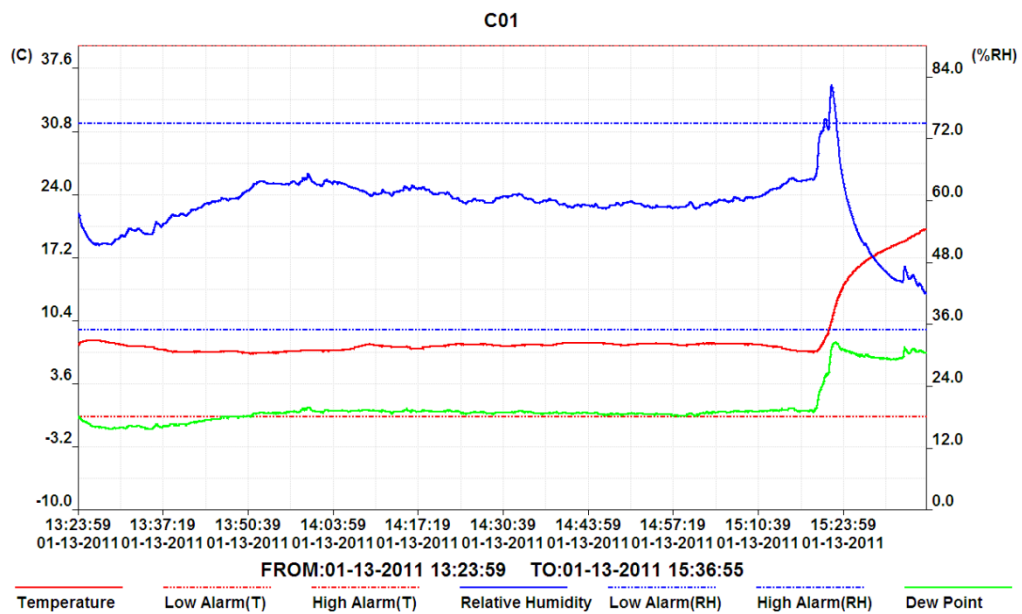


Figura 89: 26 Gennaio, rilievo diurno. Il sensore di temperatura è schermato.

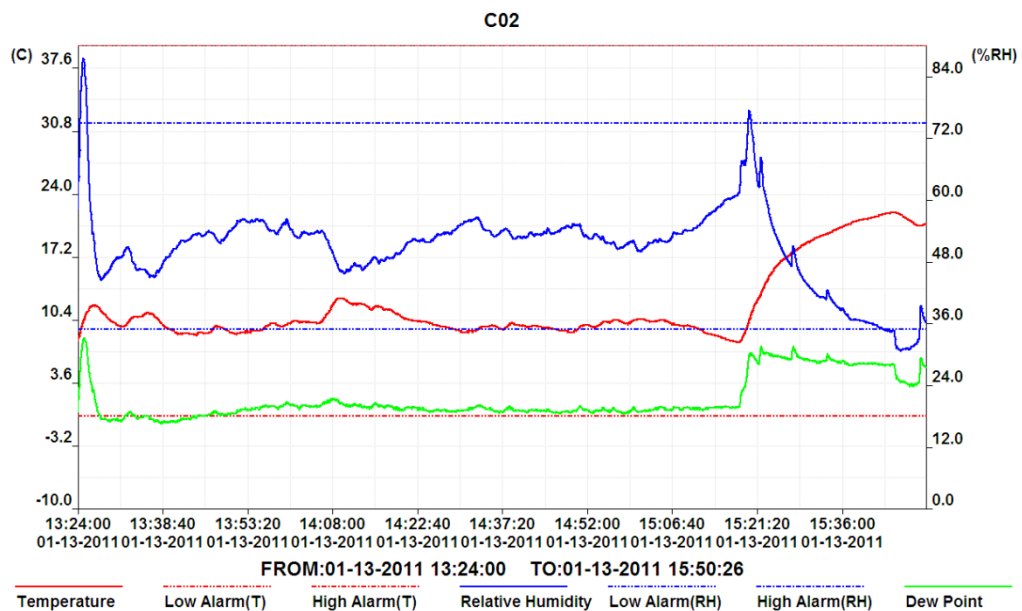


Figura 90: 26 Gennaio, rilievo diurno. Il sensore di temperatura è esposto ad insolazione diretta.

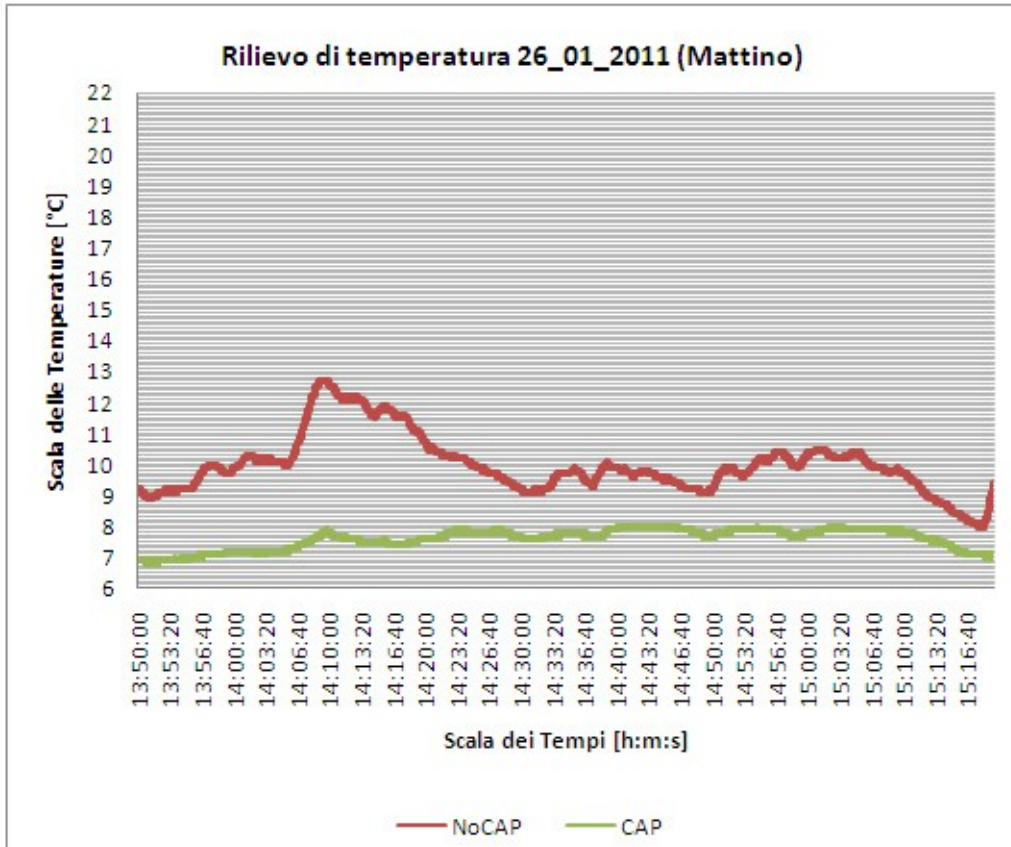


Figura 91: 26 Gennaio, rilievo diurno. Confronto tra gli andamenti. Si nota chiaramente l'effetto della schermatura solare sulla traccia delle temperature (curva in verde)

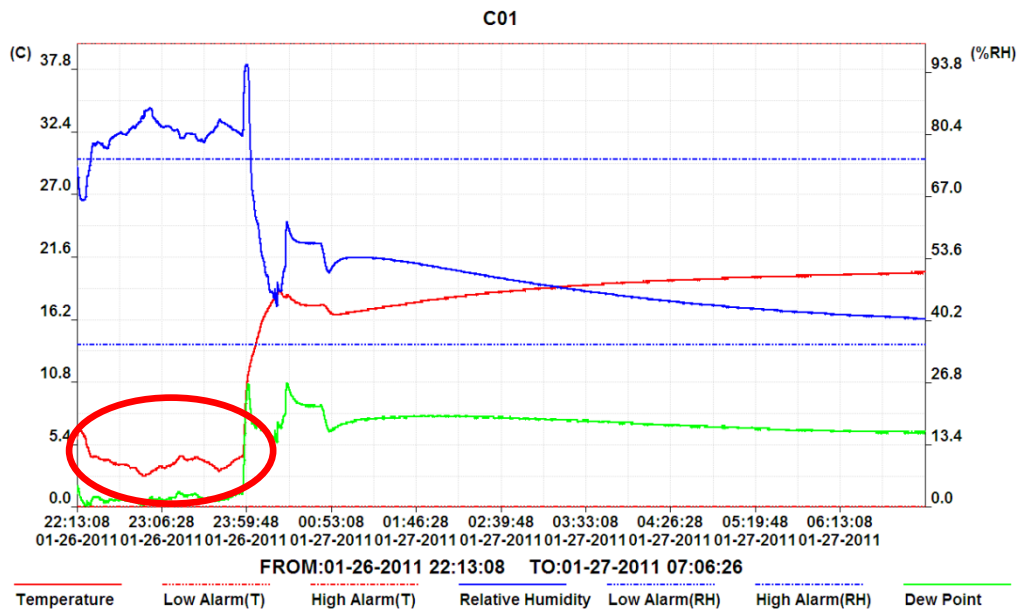


Figura 92: 26 Gennaio, rilievo notturno. E' evidente il fenomeno UHI (area cerchiata). Sulla sinistra una deriva dovuta al proseguo della registrazione a missione terminata. Il sensore di temperatura è schermato.

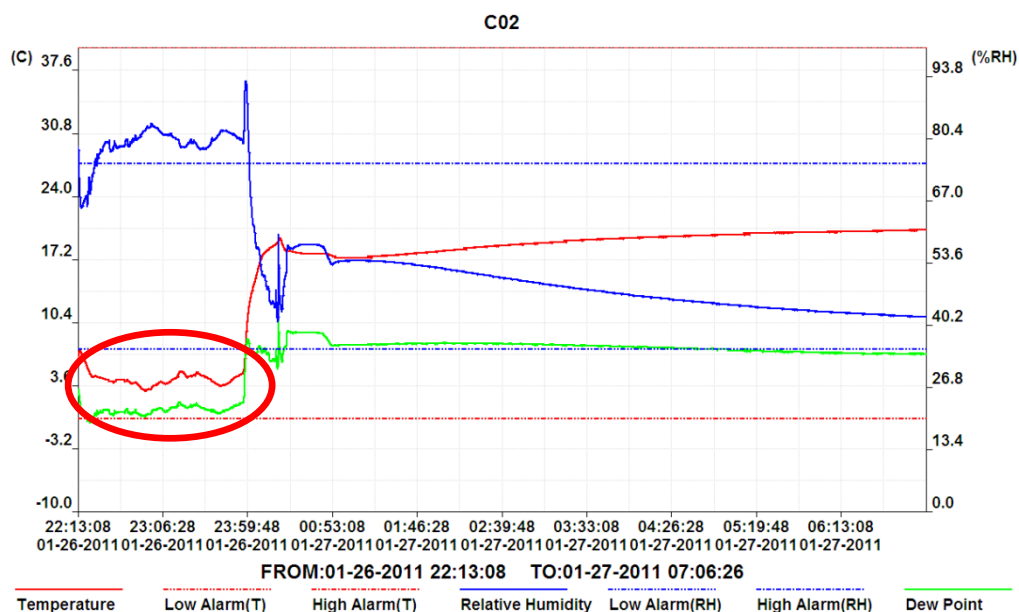


Figura 93: 26 Gennaio, rilievo notturno. Anche in questo caso è evidente il fenomeno UHI (area cerchiata). Sulla sinistra una deriva dovuta al proseguo della registrazione a missione terminata. Il sensore di temperatura è schermato.

I valori di temperatura, anche se non ancora corretti, mostrano da subito la presenza dell'isola di calore sulla città di Bologna.

I dati di temperatura sono stati a questo punto co-registrati su un unico data - logger (riferimento nello schermo di Stevenson) e corretti nelle temperature riportate all'istante iniziale, sono stati poi abbinati al track - log GPS sulla scala dei tempi e processati in un software GIS per la realizzazione di tracciati di temperatura.

A seguito dell'elaborazione dei dati del 26 Gennaio (Figura 94) si è notato per il sensore un effetto inerziale di lento adattamento della temperatura; questo comportamento è stato imputato alla velocità di crociera del tragitto. Sino alla sera del 26 Gennaio la velocità di percorrenza del transetto si è attestata sui 50 Km/h, con tempi di percorrenza di circa 60-70 min.

Per le successive campagne si è ridotta la velocità a 30 km/h, aumentando l'incidenza delle variazioni termiche nella finestra temporale e riducendo l'effetto dell'inerzia strumentale.



Figura 94: 26 Gennaio, rilievo notturno. Traccia tematizzata in post-elaborazione con software GIS. Si nota la forte inerzia termica (area cerchiata in bianco) perché le temperature in andata e ritorno, anche corrette, non coincidono.

Il data-set del 26 Gennaio dimostra, specie nelle ore notturne la presenza dell'isola di calore sulla città di Bologna. Migliore è la sua visualizzazione nel data-set del 01 Febbraio, che è di seguito riportato. In questa particolare occasione, l'isola di calore urbana osservata oscilla su valori prossimi ai 4 °C (tra via Castiglione e Borgo Panigale).



Figura 95: 01 Febbraio, rilievo notturno. Traccia non corretta per le variazioni termiche temporali, tematizzata in post-elaborazione con software GIS.



Figura 96: 01 Febbraio, rilievo notturno. Traccia corretta per le variazioni termiche temporali, tematizzata in post-elaborazione con software GIS.

4.4.3 *Prospettive di studio*

I transetti di temperatura costituiscono una risorsa importante per lo studio dei fenomeni termici urbani. In particolare sono adatti ad evidenziare differenze termiche reputabili a fenomeni di isola di calore.

La conoscenza di un dato “catturato” al livello atmosferico, su quello che abbiamo chiamato *screen level*, non è direttamente utilizzabile per calibrare una immagine termica rilevata da satellite. Esistono però molti algoritmi, applicati in differenti discipline scientifiche, che consentono di trasferire la temperatura a differenti livelli.

Nell'ambito del Thermal Remote Sensing, questo permetterebbe di associare non solo temperature corrette ai pixel corrispondenti nell'immagine, ma anche di associare alla copertura di conglomerato bituminoso un corretto valore di emissività. La calibrazione dell'immagine avverrebbe usufruendo dunque di un numero elevato di punti, più o meno distribuiti su un vasto territorio percorribile da un qualsiasi autoveicolo.

Il collegamento attraverso modelli di trasferimento può avvenire non solo tra Canopy Layer e Surface Layer, ma anche in verticale, tra Boundary e Canopy Layer: si viene così a costituire un modello planoaltimetrico del comportamento termico urbano che migliora il livello di comprensione globale del fenomeno UHI. Nell'ambito del progetto europeo EnergyCity, il dato termico dei transetti potrà essere utilizzato anche nello studio sulla microscala dei fenomeni di *canyoning urbano*.

Conclusioni

Come emerge dalle pagine di questa dissertazione, lo studio dei fenomeni termici urbani è un problema complesso.

I dati acquisiti alle diverse scale di rilievo che interessano i fenomeni di *UHI* dovrebbero potersi integrare tra loro, una volta processati, per generare un'informazione che meglio spieghi l'evoluzione verticale ed orizzontale del fenomeno.

Si è evidenziato che una visione “piana” dei fenomeni termici può essere ottenuta grazie all'utilizzo di immagini satellitari multispettrali con bande nell'infrarosso termico, che consentono il calcolo della Land Surface Temperature (*LST*) su superfici anche molto vaste, con coperture al suolo di tipo differente e con una complessità operativa dipendente dall'algoritmo utilizzato.

Il Thermal Remote Sensing (*TRS*) riscuote ampi consensi nella comunità scientifica, specie per lo studio di fenomeni termici estesi come l'isola di calore urbano. Nonostante però l'analisi dei dati satellitari possa fornire informazioni utili sui componenti dell'isola di calore urbano, essa presenta tre principali limitazioni. In primo luogo, i tempi di sorvolo di piattaforme satellitari quali *ASTER* e *LANDSAT*, principali sensori satellitari attuali operanti nel termico, si verificano nelle prime ore del mattino, ben prima che si produca il massimo riscaldamento superficiale nella giornata, e non forniscono una copertura adeguata di notte, durante il lasso temporale in cui si ritiene massima l'intensità il fenomeno *UHI*. In secondo luogo, la temperatura della superficie terrestre registrata dai satelliti non riflette direttamente la temperatura dell'aria in ambiente urbano, che è la principale responsabile dell'effetto *UHI*, grazie agli effetti prodotti dalle avvezioni nei canyon urbani. In terzo luogo, la frequenza temporale

delle immagini da piattaforme satellitari LANDSAT, ASTER, ed altre, permette le osservazioni ogni 2 - 16 giorni, comportando una forte limitazione nello studio di fenomeni molto dipendenti dalle condizioni atmosferiche.

Attualmente, dunque, gli studi inerenti il telerilevamento termico sono indirizzati verso una più completa e dettagliata comprensione della superficie dell'isola di calore urbano (*SUHI*) ma, malgrado i progressi degli ultimi 15 anni del telerilevamento nello spettro dell'infrarosso termico per lo studio della temperatura della superficie del terreno e delle isole di calore urbano, l'utilizzo di questa tecnologia è stato spesso troppo limitato alla sola descrizione qualitativa dei modelli termici ed alla semplice correlazione con la tipologia di copertura del territorio, come spiegato da Weng e Quattrochi (2007).

Questo è stato parzialmente causato dalla tendenza a ricorrere soprattutto ad un uso tematico del suolo, senza utilizzare indici di superficie quantitativi per descrivere i paesaggi urbani.

Una volta stabiliti questi limiti, come ben evidenziato da Weng e Quattrochi (2007), è possibile risolvere il complesso problema di ottenere un campo di dati e di misurazioni dei bilanci energetici urbani riducendo il divario tra un approccio di campo (terrestre) ed un approccio basato sullo studio del bilancio energetico dell'isola di calore urbano tramite rilievi satellitari.

All'interno del progetto EnergyCity si sono potute porre le basi per uno studio complessivo dei fenomeni termici urbani, grazie all'acquisizione di un data set di incredibile ricchezza, quanto meno per la città di Bologna. La possibilità di integrare rilievi su ampie aree e su strati differenti dell'atmosfera urbana (Canopy Layer rilevato attraverso misure cinematiche di temperatura lungo le direttrici stradali Est/Ovest, Boundary Layer rilevato con i sensori di bordo nella piattaforma aerea, Surface ottenuta dall'immagine termica e da rilievi ground truth) pone le basi per uno studio spaziale (plano-altimetrico) del fenomeno dell'isola di calore urbano.

Un limite tecnico consiste ad oggi solo nello stato dell'arte della ricerca scientifica: esistono di fatto pochi modelli di interlacciamento dei fenomeni termici rilevati su più livelli atmosferici, e non sono di semplice applicazione.

Bibliografia

Bibliografia degli autori:

Abrams M.: “The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) on NASA’s Terra platform”. *Rivista italiana di Telerilevamento* vol. 39, pp. 9-18 (2007).

Abrams M., Hook S., Ramachandran B.: “*ASTER User Handbook*”. Version 2. EROS Data Center, Sioux Falls (SD) (2002).

Arnfield A.J.: “Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island”. *International Journal of Climatology*, vol. 23, pp. 1–26 (2003).

Bitelli G.: “ASTER, dati geometrici e generazione di DEM”. *Rivista italiana di Telerilevamento*, vol. 39, pp. 45-58 (2007).

Bitelli G., Conte P.: “Utilizzo del dato satellitare termico in ambito urbano: un caso di studio”. *Atti 14^a Conferenza Nazionale ASITA* (2010).

Bitelli G., Conte P.: “Thermal Remote Sensing at Urban Scale: applications and a case study”, in “*Geomatica: le radici del futuro*”, A. Manzano & A. Spalla eds., ed. SIFET, pp. 27-34, ISBN: 88-901939-6-4 (2011).

Becker, F. and Li, Z.-L.: “Surface temperature and emissivity at different scales: definition, measurement and related problems”. *Remote Sensing Reviews*, vol. 12, pp. 225-253 (1995).

Brivio P. A., Lechi G., Zilioli E.: “*Principi e metodi di Telerilevamento*”. Città Studi Edizioni (2006).

Brivio P.A., Zani G.: “*Glossario trilingue di Telerilevamento*”. AIT, Firenze (1995).

Carlson T.N. & Ripley D.A.: “On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 62, pp. 241– 252 (1997).

Christen A., Vogt R.: “Energy and radiation balance of a central European city”. *International Journal of Climatology*, vol. 24(11), pp. 1395-1421 (2004).

Cocchi A.: “*Elementi di termofisica generale ed applicata*”. Società Editrice Esculapio srl. (1998).

Dash P., Gottsche F., Olesen F., Fischer H.: “Retrieval of Land Surface Temperature and Emissivity from Satellite Data: Physics, Theoretical Limitations and Current Methods”. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, vol. 29, No. 1&2 (2001).

Gao B.-C., and Kaufman Y. J.: “Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels”. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 108(D13),4389, doi:10.1029/2002JD003023 (2003).

Gillespie A.R., Matsunaga T., Rokugawa S., and Hook S.J.: “Temperature and Emissivity Separation from Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Images”. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 36, pp. 1113-1126 (1998).

ITT Visual Information Solutions: ENVI user’s guide (2010).

Lechi G.: “Principali satellite con sensori termici”. *Rivista italiana di Telerilevamento*, vol. 39, pp. 33-44 (2007).

Jiménez-Muñoz, J.C. & Sobrino, J.A.: “A generalized singlechannel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data”. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108 (2003).

Mazza G.: “Applicazioni del telerilevamento satellitare termico in ambito urbano”. Università di Bologna, tesi di Laurea in Ingegneria Civile. (2009).

Motell C., Porter J., Foster J., Bevis M., and Businger S.: “Comparison of precipitable water over Hawaii using AVHRR-based split-window techniques, GPS and radiosondes”. *International Journal of Remote Sensing*, vol 23, pp. 2335 – 2339 (2002).

Oke T.R.: “City size and the urban heat island”. *Atmospheric Environment*, vol. 7, pp. 769–779 (1973).

Oke T.R.: “Review of Urban Climatology 1968–1973”. *World Meteorological Organization Technical Note No. 134*, World Meteorological Organization No. 383. (1974).

Oke, T.R.: “Review of urban climatology, 1973-1976”. *World Meteorological Organization Technical Note No. 169* (1979).

Oke T.R.: "The energetic basis of the urban heat island". *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 108, pp.1–24 (1982).

Oke T.R.: “The surface energy budgets of urban areas”. *AMS*, pp. 1-52 (1987).

Prata A. J., Caselles V., Coil C., Sobrino A. and Ottlg C.: “Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: current status and future prospects”. *Remote Sensing Reviews*, vol. 12, pp. 175-224 (1995).

Qin Z., Karnieli A., & Berliner P.A.: “Mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel–Egypt border region”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 22(18), pp. 3719–3746 (2001).

Quattrochi D. A., Prakash A., Eneva M., Wright R., Hall D. K., Anderson M., Kustas W. P., Allen R. G., Pagano T., Coolbaugh M. F.: “Manual of Remote Sensing”, Chapter 3. Edito da CRC Press (2009).

Quattrochi D. A., Luvall J. C.: “Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes”. Edited by CRC Press (2004).

Sifakis N.I., Bildgen P., Gilg, J.P.: "Utilisation du canal 6 (thermique) de Thematic Mapper pour la localisation de nuages de pollution atmospherique-application a la region d’Athenes (Grece). *Pollution Atmospherique*, vol. 133 , pp. 96-106 (1992).

Sifakis N.I., Soulakellis N.A., Paronis D.K.: “Quantitative mapping of air pollution density using Earth observations: a new processing method and application to an urban area”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 19(17), pp. 3289–3300 (1998).

Smith, R.B.: “Computing the Planck Function”, CEO, Yale University, pp. 4 (2005)

Sobrino J. A.: “Desarrollo de un modelo teórico para implementar la medida de la temperatura realizada mediante teledetección. Aplicación a un campo de naranjos”. PhD dissertation, University of Valencia, Valencia, Spain, 170 pp (1989).

Sobrino J.A., Caselles V., Becker F.: “Significance of the remotely sensed thermal infrared measurements obtained over a citrus orchard”. *ISPRS Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 44, pp. 343–354 (1990).

Sobrino J. A., El Kharraz J., Li Z.L.: “Surface Temperature and water vapor retrieval from MODIS Data”. *International Journal of Remote Sensing*, vol.24, pp. 5161-5182 (2003).

Sobrino J.A.; Jiménez-Muñoz J.C., Paolini L.: “Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 90, pp. 434–440 (2004).

Sullivan J., Collins J.M.: “The use of low-cost data logging temperature sensors in the evaluation of an Urban Heat Island in Tampa, Florida”. *Papers of the Applied Geography Conferences*, vol. 32, pp. 252-261 (2009).

Valor E. & Caselles V.: “Mapping land surface emissivity from NDVI: application to European, African and South American areas”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 57, pp. 167–184 (1996).

Van de Griend A.A., Owe M.: “On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces”. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 14(6), pp. 1119–1131 (1993).

Ventura F., Gaspari N., Piana S., Rossi Pisa P.: “Variazione dell’isola di calore urbana sulla città di Bologna negli ultimi 30 anni”. *AIAM* (2009).

Voogt J.A., Oke T.R.: “Effects of urban surface geometry on remotely-sensed surface temperature”. *International Journal of Remote Sensing*, vol 19, pp. 895-920 (1998).

Voogt J.A., Oke T.R.: “Complete Urban Surface Temperatures”. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 36, pp. 1117–1132, doi: 10.1175/1520-0450 (1997)

Vazquez D.P., Reyes F. J.O., Arboledas L. A.: “Comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR data”. *Remote Sensing of Environment*, vol. 62, n. 3, pp. 215-222 (1997).

Wan Z.M., Dozier J. A.: “Generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space”. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, n. 4, pp. 892-905 (1996).

Weng Q., Quattrochi D.A.: “Urban Remote Sensing”. Edito da CRC Press (2007).

Bibliografia dei siti internet:

ITC (Infrared Training Company): <http://www.infraredtraining.com> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

JPL (Jet Propulsion Laboratory): <http://www.jpl.nasa.gov/srtm/> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

ASTER: <http://asterweb.jpl.nasa.gov/> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

Google Earth: <http://earth.google.com/> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

UHI - Urban Heat Island:

- <http://www.urbanheatlands.com/> (ultima consultazione: Febbraio 2011)
- <http://isu1.indstate.edu/heatland/index.htm/> (ultima consultazione: Febbraio 2011)
- <http://www.urbanheatland.info/> (ultima consultazione: Febbraio 2011)
- <http://www.epa.gov/heatland/index.htm/> (ultima consultazione: Febbraio 2011)
- <http://eetd.lbl.gov/HeatIsland/> (ultima consultazione: Febbraio 2011)
- <http://www.urban-climate.org/> (ultima consultazione: Febbraio 2011)

AMS (American Meteorological Society): <http://www.ametsoc.org/> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

AMS Journals online: [http:// http://journals.ametsoc.org/](http://http://journals.ametsoc.org/) (ultima consultazione: Febbraio 2011).

IAUC (International Association for Urban Climate): <http://www.urban-climate.org> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

BIO Architettura (rivista web): <http://www.bioarchitettura-rivista.it> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

EPA (US Environmental Protection Agency): <http://epa.gov/> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

LAND Instruments International: <http://www.landinst.it/>

Kanda Laboratory (Tokyo Institute of Tecnology): <http://www.ide.titech.ac.jp/~kandalab/en> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

AIAM (Associazione Italiana di AgroMetereologia): <http://www.agrometeorologia.it/> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

UNIS (The University Centre in Svalbard): <http://www.unis.no/> (ultima consultazione: Febbraio 2011).

Appendice A

Nel seguito sono proposti i valori di emissività, a differenti temperature, per materiali di uso comune. L'emissività è valutata nell'intervallo spettrale 8-14 μm (www.landinst.it).

		Temperature		Emissività
		°C	°F	
<u>ABITO di SETA</u>		20	68	0.78
<u>ACCIAIO</u>				
	Laminato a freddo	93	200	0.80
	Lamierino grezzo	938	1720	0.55
		1099	2010	0.61
	Lamierino lucido	38	100	0.07
		260	500	0.10
		538	1000	0.14
	Dolce lucido	24	75	0.10
	" liscio	24	75	0.12
	" liquido	1599	2910	0.28
	" "	1799	3270	0.28
	Non ossidato	100	212	0.08
	Ossidato	25	77	0.80
<u>ACCIAIO(leghe)</u>				
	Tipo 301 lucido	24	75	0.27
		232	450	0.57
		949	1740	0.55
	303 ossidato	316	600	0.74
		1093	2000	0.87
	310 laminato	816	1500	0.56
		1149	2100	0.81
	316 lucido	24	75	0.28
		232	450	0.57
		949	1740	0.66
	321	93	200	0.27
		427	800	0.32
	321 lucido	149	300	0.18
		816	1500	0.49
	321 semi-ossidato	93	200	0.66
		427	800	0.76
	347 ossidato	316	600	0.87
		1094	2000	0.91
	350	93	200	0.18
		427	800	0.27
	350 lucido	149	300	0.11
		982	1800	0.35
	446 lucido	149	300	0.15
		816	1500	0.37
	17-7 PH	93	200	0.44
		316	600	0.51
	17-PH	149	300	0.09
		816	1500	0.16

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>ACCIAIO(leghe)-segue</u>			
C - 1020 ossidato	316	600	0.87
	1094	2000	0.91
PH-15-7MO	149	300	0.07
	649	1200	0.19
18-8 molato	20	68	0.16
18-8 ossidato	60	140	0.85
<u>ACQUA</u>	-	-	0.98
<u>ACQUA DISTILLATA</u>	20	68	0.96
<u>ALLUMINA</u>			
Dimens.dei grani 10 u	1010	1850	0.30
" 50 u	1565	2850	0.18
" 100u	1010	1850	0.39
	1565	2850	0.28
	1010	1850	0.50
	1565	2850	0.40
<u>ALLUMINIO</u>			
alluminio opaco	17	63	0.89
laminato opaco	27	80	0.89
laminato lucido	-	-	0.04
disco corrugato	27	80	0.28
non ossidato	25	77	0.02
	100	212	0.03
	500	932	0.08
ossidato	200	390	0.11
	600	1110	0.19
molto ossidato	93	200	0.20
	504	940	0.31
lucido	100	212	0.05
lucido-corrugato	100	212	0.18
commerciale	100	212	0.09
placca lucida	227	440	0.04
	577	1070	0.06
palcca laminata lucida	170	338	0.04
	500	932	0.05
lega A 3003,ossidato	316	600	0.04
	482	900	0.04
lega 1100-0	93	200	0.05
	427	800	0.05

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>ALLUMINIO(segue)</u>			
lega 24 st	24	75	0.09
lega 24st lucidato	24	75	0.09
lega 75 st	24	75	0.11
lega 75 st lucidato	24	75	0.08
ossido d'alluminio	227	530	0.63
	499	930	0.42
	827	1520	0.26
foglio anodizzato	100	212	0.55
<u>AMIANTO</u>			
Normale			0.90
foglio	38	100	0.96
fibrocemento (eternit)	0	32	0.96
	200	392	0.96
fibrocemento (rosso)	1371	2500	0.67
fibrocemento (bianco)	1371	2500	0.65
tessuto	93	199	0.90
carta	38	100	0.93
	371	700	0.93
ardesia	20	68	0.97
asfalto	38	100	0.93
basalto	20	68	0.72
tessuto	-	-	0.78
<u>ARGENTO</u>			
Opaco	93	200	0.06
	370	700	0.07
Lucido	38	100	0.01
	260	500	0.02
	538	1000	0.03
	1093	2000	0.03
<u>ASFALTO</u>	-	-	0.85
<u>BISMUTO</u>			
Lucido	80	176	0.03
non ossidato	25	77	0.05
<u>CADMIO</u>	25	77	0.02
<u>CALCE DOLOMIA</u>	20	68	0.41

		Temperature		Emissività
		°C	°F	
<u>CALCESTRUZZO</u>				
Secco grezzo		36	97	0.95
		0	32	0.92
Lastre (naturali)		17	63	0.95
		93	200	0.94
Lastre (scure)		1371	2500	0.63
		2760	5000	0.62
Lastre (nere)		1371	2500	0.87
		2760	5000	0.83
		1371	2500	0.94
		2760	5000	0.91
<u>CARBONE</u>				
		-	-	0.88
<u>CARBONIO</u>				
Nerofumo " (depos.sup.)		25	77	0.95
		100	212	0.84
		500	932	0.78
Grafite		20	68	0.98
		510	950	0.98
		25	77	0.81
Non ossidato		100	212	0.81
		500	932	0.79
		280	500	0.95
Filamento		1038	1900	0.53
		1404	2560	0.53
		100	212	0.76
Grafizzato		300	572	0.75
		500	932	0.71
		100	212	0.77
Lamiera ruvida		320	608	0.77
		500	932	0.72
<u>CARBORUNDUM</u>				
		1010	1850	0.92
		1399	2550	0.82
<u>CARBURO di SILICIO</u>				
		149	300	0.83
		649	1200	0.96
<u>CARNE</u>				
		-	-	0.98

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>CARTA</u>	-	-	0.92
Cartone	-	-	0.81
Bianca	-	-	0.68
<u>CARTA da PARATI</u>	-	-	0.88
<u>CEMENTO</u>	-	-	0.65
<u>CEREALI</u>	-	-	0.98
<u>CERAMICA</u>			
Normale	-	-	0.80
Allumina su inconel	427	800	0.69
	1093	2000	0.45
Terraglia (smaltata)	21	70	0.90
Terraglia (opaca)	21	70	0.93
Porcellana	22	72	0.92
Zirconio su inconel	427	800	0.62
	1093	2000	0.45
<u>COBALTO</u>			
Non ossidato	500	932	0.13
	1000	1832	0.23
<u>TESSUTO DI COTONE</u>	20	68	0.77
<u>ARGILLA</u>			
Refrattario	70	158	0.91
Scisto	20	68	0.60
Tegole (rossicce)	1371	2500	0.32
	2760	5000	0.34
Tegole (rosse)	1371	2500	0.40
	2760	5000	0.51
Tegole (scure)	1371	2500	0.78
	2760	5000	0.78

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>CROMO</u>			
	38	100	0.08
	538	1000	0.26
Lucido	150	302	0.06
	1093	2000	0.36
<u>FERRO</u>			
Ossidato	100	212	0.74
	499	930	0.84
	1199	2190	0.89
Non ossidato	100	212	0.05
Ruggine di ferro	25	77	0.70
Arrugginito	25	77	0.65
Liquido	1516	2760	0.42
	1535	2795	0.29
Lucido	427	800	0.14
	1027	1890	0.38
Lamierino levigato	899	1650	0.55
	1038	1900	0.60
Lamierino molto arrugginito	20	68	0.69
Ghisa (ossidata)	199	390	0.64
	599	1110	0.78
Ghisa (non oss.-lucida)	100	212	0.21
" (molto ossidata)	40	104	0.95
	250	482	0.95
Saldato (opaco)	25	77	0.94
" (levigato)	38	100	0.35
" (lucido)	38	100	0.28
<u>FERRO STAGNATO</u>			
Lucido	100	212	0.08
<u>PANNELLO IN FIBRA</u>			
Compatto (non trattato)	-	-	0.85
Porosa "	-	-	0.85
<u>FONDO</u> (bianco)	-	-	0.88
<u>FULIGGINE - NERO FUMO</u>			
Acetilene	24	75	0.97
Canfora	24	75	0.94
Cera	121	250	0.95
Carbone	20	68	0.95

		Temperature		Emissività
		°C	°F	
<u>GOMMA</u>		-	-	0.95
<u>GESSO - INTONACO</u>		17	63	0.88
<u>GESSO - SCAGLIOLA</u>		20	68	0.85
<u>GHIACCIO</u>		0	32	0.97
<u>GHIAIA</u>		38	100	0.28
<u>GHISA</u>		-	-	0.85
<u>GOMMA</u>	Guarnizioni,nere	35	95	0.97
	Dura	23	74	0.94
	Leggera,grigia	24	76	0.86
<u>GRANITO</u>	Superficie naturale	36	97	0.96
	Liscio-levigato	21	70	0.45
<u>INCONEL</u>	Lamierino	538 649 760	1000 1200 1400	0.28 0.42 0.58
<u>LEGHE</u>	20% Ni, 25% Cr, 55% Fe ossid.	200 500	392 932	0.90 0.97
	60% Ni, 12% Cr, 28% Fe ossid.	270 560	518 1040	0.89 0.82
	80% Ni , 20% Cr, ossid.	100 600 1300	212 1112 2372	0.87 0.87 0.89
<u>LEGNO</u>		-	-	0.98

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>LEGNO ROSSO</u>	-	-	0.83
<u>MAGNESIO</u>			
Lucido	38	100	0.07
	260	500	0.13
Ossido	1027	1880	0.16
	1727	3140	0.20
<u>MALTA di CALCE</u>	38	100	0.90
	260	500	0.92
<u>MARMO</u>			
Bianco	38	100	0.96
" (opaco)	38	100	0.56
Grigio (lucido)	38	100	0.75
<u>MATERIALI per TETTI</u>			
Metallo	0	32	0.61
Coper.di asfalto	0	32	0.79
Fibre di vetro	0	32	0.86
Asfalto	0	32	0.88
Bitume	-	-	0.91
Cedro	-	-	0.96
Catrame	-	-	0.97
<u>MATTONE</u>	-	-	0.80
<u>MATTONE REFRATTARIO</u>	17	63	0.68
<u>MATTONE-LATERIZIO</u>			
Rosso	21	70	0.93
Polvere	1371	2500	0.26
	2760	5000	0.30
Argilla	1371	2500	0.75
Leggero	538	1000	0.80
Calcite	1371	2500	0.43
Refrattario	1000	1832	0.78
Magnesite refrattaria	1000	1832	0.38
Grigio	1100	2012	0.75
Silice (brunita)	1094	2000	0.88
Silice (non brunita)	1094	2000	0.80

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>MATTONE-LATERIZIO (segue)</u>			
Da costruzione	1000	1832	0.45
Polvere di taglio	1371	2500	0.59
<u>MATTONELLE</u>			
Pavimenti	35	95	0.94
Cucine-bagni	17	63	0.94
<u>MATTONI DI ALLUMINA</u>	17	63	0.68
<u>METALLO di MONEL</u>			
Ni-Cu	200	392	0.41
	400	752	0.44
	600	1112	0.46
Ossidato	20	68	0.43
	593	1110	0.46
<u>MICA</u>	38	100	0.75
<u>MOLIBDENO</u>	38	100	0.06
	260	500	0.08
	538	1000	0.11
	1093	2000	0.18
Ossidato a 1000°F	316	600	0.80
	371	700	0.84
	427	800	0.84
	482	900	0.83
	538	1000	0.82
<u>CALCINA - MALTA</u>	17	63	0.87
Dry	36	97	0.94
<u>NASTRO ISOLANTE</u>			
Elettrico nero	35	95	0.97
Per copertura	36	97	0.92

		Temperature		Emissività
		°C	°F	
<u>NICHEL</u>	Lucido	38	100	0.05
	Ossidato	38	100	0.31
		260	500	0.46
	Non ossidato	25	77	0.05
		100	212	0.06
		500	932	0.12
		1000	1832	0.19
	Elettrolitico	38	100	0.04
		260	500	0.06
		538	1000	0.10
		1093	2000	0.16
<u>OSSIDO di NICHEL</u>		538	1000	0.59
<u>NICHEL-CROMO</u>		-	-	0.60
<u>OLIO</u>		-	-	0.98
<u>ORO</u>	Smaltato	100	212	0.37
	Lega di: (.0001 su ,0005 arg.)	93	200	0.11
		399	750	0.14
	" (.0001 su ,0005 nich.)	93	200	0.07
		399	750	0.09
	Lucidato	38	100	0.02
		260	500	0.02
		538	1000	0.03
		1093	2000	0.03
<u>OTTONE</u>	73% Cu, 27% Zn, lucido,	247	476	0.03
		357	674	0.03
	63% Cu, 38% Zn,lucido	257	494	0.03
		377	710	0.04
	83% Cu, 17% Zn, lucido	277	530	0.03
	Opaco	20	68	0.07
	Ottone Brunito	20	68	0.40
	Ossidato	200	392	0.61

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>OTTONE(segue)</u>	400	752	0.60
	600	1112	0.61
Non ossidato	25	77	0.04
	100	212	0.04
Lucido	38	100	0.10
	316	600	0.10
Lamiera naturale	22	72	0.06
Lamiera opaca	349	660	0.22
<u>P.V.C.</u>	17	63	0.92
<u>PANNELLI di GESSO</u>	-	-	0.90
<u>PANNELLI di LEGNO</u>			
	17	63	0.91
Levigati,asciutti,commerciali	36	97	0.82
Non trattati	-	-	0.83
	36	97	0,85-0,87
<u>PIOMBO</u>			
Lucidato	38	100	0.06
	260	500	0.08
Rugoso	38	100	0.43
Ossidato	38	100	0.43
Ossidato a 1100°F	38	100	0.63
Grigio ossidato	38	100	0.28
<u>PESCE</u>	-	-	0.98
<u>PELLE</u>	-	-	0.95
<u>PELLE UMANA</u>	32	90	0.98
<u>PERSPEX PLEXIGLASS</u>	17	63	0.86
<u>PIASTRELLE</u>	-	-	0.80

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>PIETRA ARENARIA</u> Rossa	38	100	0.67
	38	100	0.72
<u>CALCARE</u>	36	97	0.96
<u>PITTURA - VERNICE</u> Con allume di Ag Base di olio(generale) Nero opaco Nero lucido Grigio opaco Grigio lucido	25	77	0.26
	17	63	0.87
	-	-	0.94
	-	-	0.92
	-	-	0.97
	-	-	0.96
<u>PLASTICA</u> Nera Bianca Acrilica	-	-	0.95
	-	-	0.84
	36	97	0.94
<u>PLATINO</u> Nero Ossidato a 1100°F	38	100	0.05
	260	500	0.05
	538	1000	0.10
	38	100	0.93
	260	500	0.96
	1093	2000	0.97
	260	500	0.07
	538	1000	0.11
<u>POLIPROPILENE</u>	17	63	0.97
<u>RAME</u> Ossido Ossido nero	-	-	0.80
	38	100	0.87
	260	500	0.83
	538	1000	0.77
	38	100	0.78

		Temperature		Emissività
		°C	°F	
<u>RAME segue)</u>				
	Inciso	38	100	0.09
	Opaco	38	100	0.22
	Corrugato lucido	38	100	0.07
	Lucido	38	100	0.04
	Lappato	38	100	0.02
	Laminato	38	100	0.64
	Ruvido	38	100	0.74
	Fuso	538	1000	0.15
		1077	1970	0.16
		1221	2230	0.13
	Lamina	199	390	0.57
		599	1110	0.57
	Nichelato	38	100	0.37
		260	500	0.37
<u>RIFIUTI SOLIDI</u>		-	-	0.95
<u>SABBIA</u>		20	68	0.76
<u>SACCO di IUTA</u>	Incolore	-	-	0.87
<u>SCISTO</u>		20	68	0.69
<u>SEGATURA (polvere)</u>		20	68	0.75
<u>SILICE</u>				
	Smaltata	1000	1832	0.85
	Non smaltata	1100	2012	0.75
<u>SMERIGLIO di CORINDONE</u>		80	176	0.86
<u>STAGNO</u>		25	77	0.04
		100	212	0.05
<u>STELLITE</u>	Lucida	20	68	0.18
<u>SURGELATI</u>		-	-	0.98

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>TESSUTO</u>	-	-	0.75
<u>TERMOPLASTICO INSUFFLATO</u>	37	99	0.60
<u>TERRENO - SUOLO</u>			
Superficie	38	100	0.38
Arida	20	68	0.92
Molto umido	20	68	0.95
<u>TETRASILICATO di SODIO</u>	20	68	0.96
<u>TITANIO</u>			
C 110M Lucido	149	300	0.08
	649	1200	0.19
C 110M Ossidato a 1000°F	93	200	0.51
	427	800	0.61
TI - 95A Ossidato a 1000°F	93	200	0.35
	427	800	0.48
Anodizzato con acciaio inox	93	200	0.96
<u>TRUCIOLO</u> (non trattato)			0.90
<u>TUNGSTENO</u>			
Non ossidato	25	77	0.02
	100	212	0.03
	500	932	0.07
	1000	1832	0.15
	1500	2732	0.23
	2000	3632	0.28
Filamenti	38	100	0.03
	538	1000	0.11
	2780	5000	0.35
<u>URANIO(ossido)</u>	1027	1880	0.79
<u>VERDURE</u>	-	-	0.98

	Temperature		Emissività
	°C	°F	
<u>VERNICE - LACCA</u>	-	-	0.93
<u>VETRO</u>	-	-	0.85
Convesso	100	212	0.80
	316	600	0.80
	500	932	0.78
Levigato-liscio	0	32	0.92
Fotoinciso	35	5	0.97
Finestra	17	6	0.93
	93	200	0.94
<u>ZINCO</u>			
Lucido	38	100	0.23
Commerciale 99,1%	260	500	0.05
Galvanico	38	100	0.02
Ossidato	260	500	0.11
Lucido	538	1000	0.11
	38	100	0.02
	260	500	0.03
	538	1000	0.04
	1093	2000	0.08
	1093	2000	0.88

Appendice B

Come visto nel Capitolo Terzo di questa dissertazione, la temperatura rilevata è fortemente influenzata dalla presenza di fattori locali e microclimatici. Eseguire dunque una accurata monografia è importante per un adeguato utilizzo dei dati rilevati nella modellazione dei fenomeni.

Una corretta monografia deve presentare:

- ✓ Nome del punto;
- ✓ Luogo (via, quartiere, comune, provincia);
- ✓ Materiale o tipo di copertura;
- ✓ Posizionamento (coordinate geografiche e cartografiche, indicazioni sull'accuratezza);
- ✓ Arco temporale di acquisizione;
- ✓ Strumentazione;
- ✓ Altezza dal suolo;
- ✓ Fotografie del punto ripreso a diverse scale di presa, e presa panoramica dell'ambiente circostante quando possibile.

Qualora non fosse possibile avere una camera fotografica, si può corredare la monografia di eidotipo, aggiungendo una sorta di mappa delle chiusure sull'orizzonte in sostituzione dell'immagine panoramica.

A seguire sono proposti due esempi di monografia; la prima è riferita ad un punto a terra rilevato con termometro data – logger in Bologna, nel contesto del progetto EnergyCity (Bitelli, Conte, 2011), la seconda è una monografia tipo rintracciabile in letteratura o sul sito <http://epa.gov/> (Voogt, 2009).



Test site: BOLOGNA

Point: BOL16

Location: San Donato - Fiera, public park (Via Aldo Moro - Via Caduti di Via Fani)

Environment/Material: grass

Positioning (accuracy = ± 5 m)

WGS84 lat 44.50688223° lon 11.36361543° - 44° 30' 24.7760" 11° 21' 49.0156"

UTM-WGS84 N 4930891 E 687881

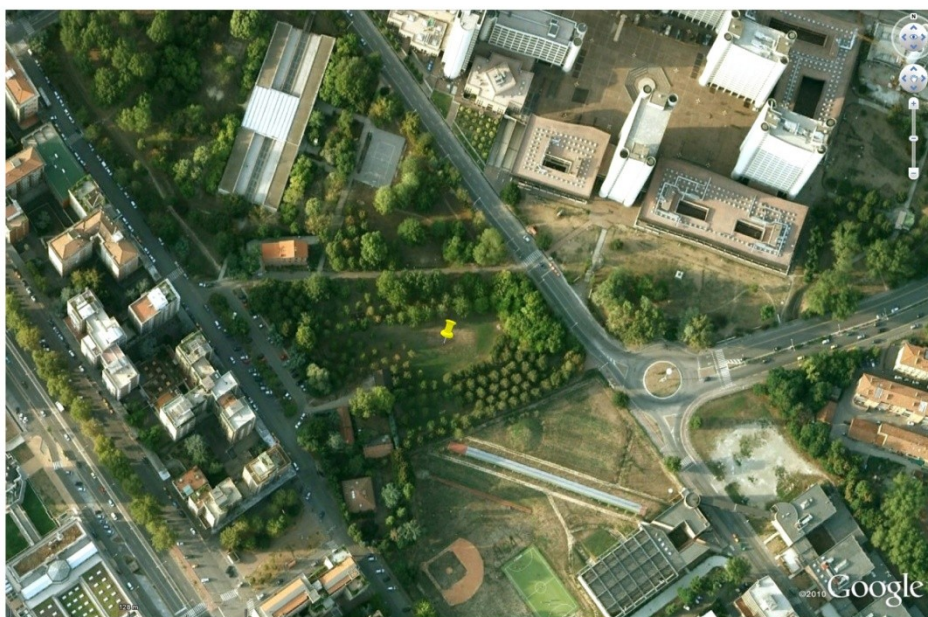
UTM-ED50 N 4931090 E 687964

Temperature/Humidity measurements

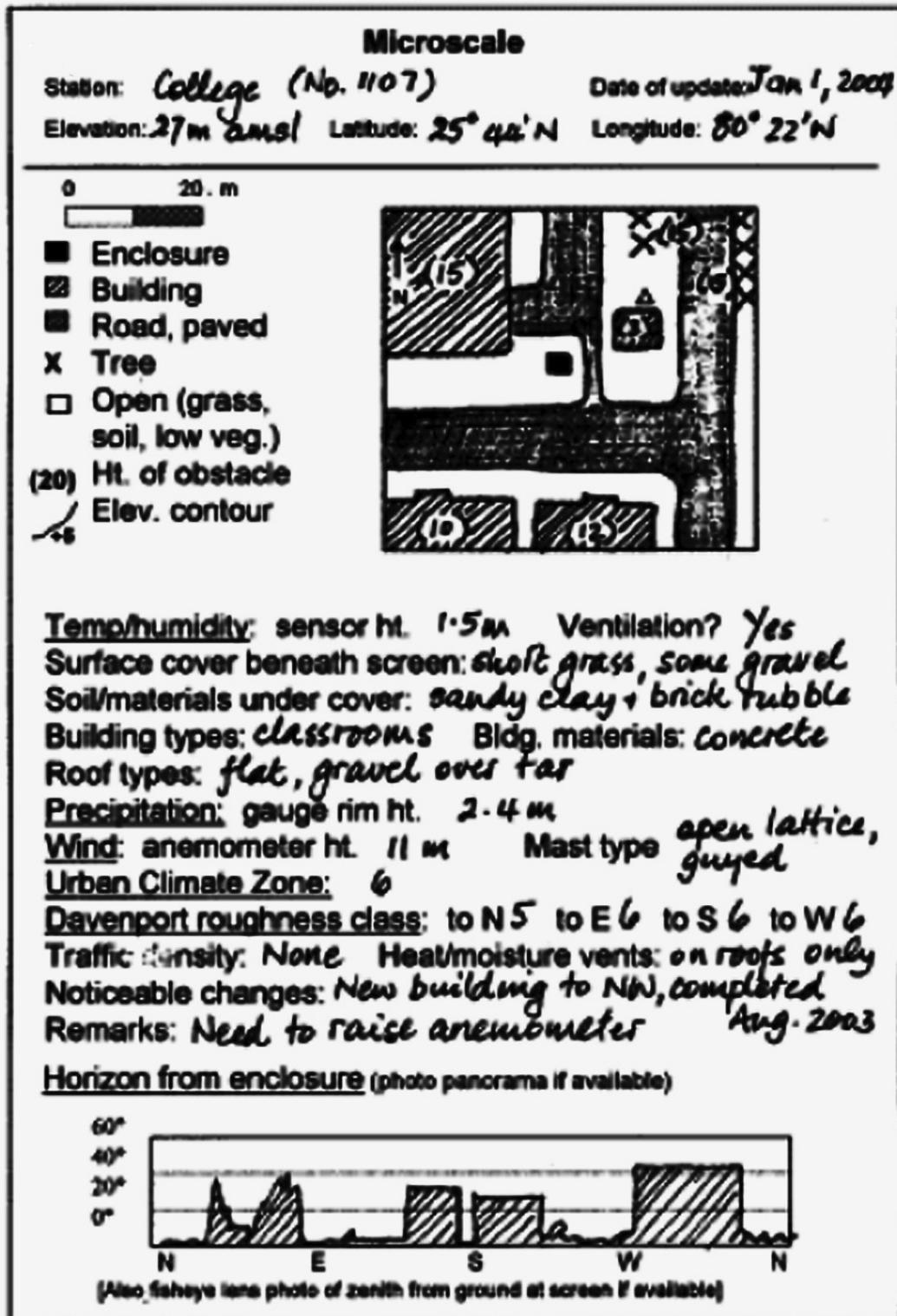
Time span: 09:00 10/02/2011 – 09:30 12/02/2011 **Sampling rate:** 30"

Instrument: datalogger RHT10

Height ref. ground: ground level



Bitelli G., Conte P. (2011)



Voogt J. (2009)