

**Università degli Studi di Padova - Dipartimento di Geoscienze**



**UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI PADOVA**

**Dottorando: Luca Bertoldi**

**TELERILEVAMENTO DI ROCCE GRANITOIDI IN AMBIENTE DESERTICO (ANTI -  
ATLANTE ORIENTALE – MAROCCO) ED ALPINO (HIMALAYA – NEPAL  
OCCIDENTALE):  
ELABORAZIONE IMMAGINI ASTER E SPETTROSCOPIA**

**Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. Gilberto Artioli**

**Supervisore: Ch.mo Prof. Visonà Dario**

**Co-tutore: Dott. Matteo Massironi**

**SCUOLA DI DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA**

**CICLO XXIII**

**2008/2010**



## **RINGRAZIAMENTI**

Un grazie ai miei genitori Alberto e Annamaria che mi hanno consentito di vivere questo momento in ogni sua emozione.

Un grazie particolare va ad Angela che in ogni momento mi fa capire quanto sia bella la vita, aiutandomi, incoraggiandomi e soprattutto volendomi bene.

Un grazie a Francesco, Ermanno, Marco M., Marco B., Christian, Mauro, Daniele, Silvia, Tiziana, Katia e tutti gli amici trentini.

Un grazie a tutti i compagni e colleghi del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli studi di Padova.

Un grazie al Dott. Matteo Massironi e al Prof. Dario Visonà, che mi hanno permesso di crescere, viaggiare, e soprattutto conoscere.

Un grazie di tutto cuore a tutti voi e a chi non ho nominato, per avermi supportato e sopportato durante questi tre anni di ricerca.



## Abstract

The aim of this research is to characterize the spectral signatures of granitoid rocks in visible and infrared wavelengths regions and find effective methodologies to discern and map granitoid plutons using ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer) multispectral satellite images in different environmental contexts. Despite satellite remote sensing analysis has been extensively used for geological mapping, it is not considered readily applicable to the mapping of igneous terrains, where lithological contacts are less predictable. For this reason several plutons in two different geological contexts have been taken into account: i) Anti-Atlas - Morocco Ediacarian and Cryogenian plutons (Eastern Sagrho) and ii) Himalaya - Tertiary plutons (Dolpo).

Particular attention has been given to the pre-processing of the ASTER L1A and L1B images. Level-1B data have been generated performing the radiometric calibration and geometric resampling of Level-1A products. In this way radiance at sensor ( $W/m^2/sr/\mu m$ ) is obtained from the DN (Digital Number). Subsequently, ASTER images have been corrected for the crosstalk effect, resampled at the same spatial resolution (15m/pixel), georeferenced and orthorectified. Finally, radiance at sensor values have been converted to ground reflectance applying atmospheric correction and, where necessary, the topographic effects on spectra has been reduced performing a topographic normalization.

In order to compare ASTER spectra with the minerals and rocks ones, ASTER Spectral Library version 2.0 (**Baldrige et al., 2009**) have been considered. This library includes contributions from the Jet Propulsion Laboratory (JPL), Johns Hopkins University (JHU) and the United States Geological Survey (USGS) (**Christensen et al., 2000, Clark et al., 1993, 2007**). In addition, forty-five samples of granitoid rocks collected in the field, were analyzed in the VIS/SWIR spectral range at the DEI (Department of Information Engineering - Università di Padova) using the VARIAN-CARY5000<sup>R</sup> spectrophotometer in a wavelength range spanning from 0.35 $\mu m$  to 2.5 $\mu m$  at a 1nm sampling step. High-resolution spectral signatures were resampled simulating the ASTER bands filter. This transformation drastically decrease the discerning capability of spectral signatures since the 2150 laboratory “bands” are reduced to the 9 bands obtained by the ASTER filters in the VIS/SWIR range.

The remote sensing elaboration in Morocco was challenging in discriminating Ediacarian granitoid bodies, that are characterized by very similar compositions and a widespread desert varnish coating. Using false color composites, band ratios, spectral angle mapper (SAM) and supervised maximum-likelihood (MLL) classifications on ASTER bands, we were able to discriminate and map four calc-alkaline plutons. The analytical comparison of ASTER TIR (Thermal Infrared Region) and VNIR/SWIR (Visible Near Infra Red Region, Short Wave Infrared Region) data has demonstrated that the latter are very effective in the distinction of granitoids, although with very similar silica content. This because secondary effects like hydrothermal and surface alterations which may depend respectively on the magmatic evolution and on the texture and modal composition of the plutonic body, can be quite easily recognized.

The remote sensing elaborations in Himalayan case study, point out that detailed lithological discrimination of heavily vegetated and topographically rough areas, requires advanced digital image processing techniques. A good approach consists on masking no “bedrock” pixels through a classification based filter which excludes water, snow, vegetation and clouds. Subsequently we were able to cluster “rocky” pixel reflectance values into a few end-members, each with a specific mean spectral signature. Indeed, these “rocky” pixels have shown signatures constituted by a non-linear mixing of rocks and lichens. In particular, granitoid rocks

of the Higher Himalayan Granitoid form an acid substrate influencing the distribution of acidophilic lichens species which can be diagnostic of such rocks. Consequently, the effect of these lichens on rock spectra along with muscovite absorption bands can be used as a proxy for the presence of leucogranitic rocks in mid latitude alpine environment. The image analysis were carried out on SWIR wavelengths using false color composites of band ratios and PCAs (Principal Component Analysis) studied under the light of this new finding. In this way the image analysis provided the detection and the geological map of a new 110 km<sup>2</sup> granitoid body (Buraburi Granite-BG) in the Dolpo region.

Results point out that the pre-processing and processing steps necessary to geological remote sensing application must be chosen in function of the specific scene characteristics (season and the environments). Moreover, has been highlighted the important role of the indirect proxies, such as desert varnish and acidophilic lichens, in the granitoid rocks spectral discrimination, based on satellite signature.

## Riassunto

La presente ricerca ha lo scopo di sperimentare tecniche di telerilevamento multispettrale atte alla discriminazione e mappatura di plutoni granitici e caratterizzare la risposta spettrale di rocce granitoidi nelle lunghezze d'onda del visibile, vicino e medio infrarosso e infrarosso termico.

Nonostante il telerilevamento satellitare sia stato ampiamente applicato alla geologia, le potenzialità del sensore ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer) non sono state mai applicate alla cartografia di corpi granitici. In questo lavoro si sono così presi in considerazione numerosi plutoni in due diversi contesti geologici ed ambientali: i) plutoni di età Ediacariana e Cryogeniana presenti nell'Anti-Atlas Orientale (Sagrho orientale - Marocco) e ii) plutoni Terziari dell'Himalaya meridionale (Dolpo - Nepal occidentale).

Nelle analisi delle immagini ASTER si è prestata una particolare attenzione alle fasi di pre-processing, dove si sono applicate le calibrazioni e correzioni radiometriche e geometriche necessarie ad ottenere un dato valido, sia dal punto di vista spettrale che spaziale. I dati di ASTER di livello 1a, attraverso la calibrazione radiometrica, sono stati così trasformati da DN (*Digital Number*) in radianza al sensore ( $W/m^2/sr/\mu m$ ), ottenendo un dato di livello 1b. Questo è quindi stato corretto per l'effetto di *crosstalk*, ricampionato alla stessa risoluzione spaziale (15m/pixel), georeferenziato e ortoretificato. Infine, attraverso l'applicazione della correzione atmosferica, i valori di radianza al sensore sono stati convertiti in valori di riflettanza al suolo. Nell'immagine dell'area Himalayana, caratterizzata da un'alta energia di rilievo, si è inoltre applicata la correzione topografica.

Le firme spettrali ricavate dall'immagine satellitare sono state confrontate con quelle ad alta risoluzione di minerali, misurate in laboratorio e presenti nella libreria spettrale *ASTER Spectral Library v.2.0* (Baldrige et al., 2009). A queste firme si sono aggiunte quelle di minerali e rocce di oltre 45 campioni di granitoidi raccolti nelle aree di studio ed analizzati con lo spettrofotometro VARIAN-CARY5000<sup>R</sup> nell'intervallo di lunghezze d'onda tra 0.35 $\mu m$  e 2.5 $\mu m$  (visibile - medio infrarosso) con una risoluzione di 1nm. Le firme spettrali ad alta risoluzione (circa 2150 bande) sono state così ricampionate secondo la risoluzione delle 9 bande ASTER.

Le analisi di telerilevamento dell'area marocchina hanno consentito la distinzione di quattro plutoni calc-alcalini di età Ediacariana, caratterizzati da una composizione molto simile e da una diffusa copertura di vernice del deserto sulla superficie degli affioramenti. La discriminazione di queste rocce granitoidi è stata effettuata grazie allo studio delle immagini in scala di grigi e combinazioni RGB a falsi colori di bande ASTER, rapporti tra bande ASTER e classificazioni di tipo *supervised*, quali *maximum-likelihood* (MLL) e *spectral angle mapper* (SAM).

I dati dei sistemi ASTER VNIR/SWIR (*Visible Near Infra Red Region, Short Wave Infrared Region*) si sono comunque mostrati più efficaci di quelli del sistema TIR (*Thermal Infrared Region*), nella discriminazione delle rocce considerate. Questo è principalmente dovuto alla presenza di alterazioni idrotermali e superficiali, caratterizzate da assorbimenti diagnostici nella regione VNIR-SWIR, che di fatto

dipendono dall'evoluzione magmatica, dalla tessitura e dalla composizione del litotipo indagato.

Le analisi di telerilevamento dell'area Himalayana, caratterizzata dalla presenza di vegetazione, nuvole, neve e ghiaccio ha richiesto l'utilizzo di tecniche più complesse di quelle utilizzate nell'area Marocchina, caratterizzata da una buona esposizione degli affioramenti. Il mascheramento dei pixel non rocciosi si è così mostrato un buon approccio in aree con clima alpino. Le firme spettrali da satellite degli affioramenti leucogranitici analizzati, si mostrano influenzate dalla presenza di un'associazione di roccia e licheni. Poiché le rocce granitiche sviluppano substrati acidi, la presenza di specie licheniche acidofile è diagnostica della composizione della roccia sottostante. La presenza congiunta di assorbimenti caratteristici dei licheni acidofili e della muscovite negli spettri da satellite possono quindi essere interpretati come *proxy* della presenza di rocce leucogranitiche. Si sono quindi analizzate le immagini in scala di grigi e composizioni a fasi colori di rapporti tra bande, assorbimenti relativi di banda e componenti principali, mirate ad enfatizzare gli assorbimenti di licheni e muscovite. In questo modo, le elaborazioni di telerilevamento, unite alle analisi spettrali hanno portato alla scoperta di un corpo granitico di 110 km<sup>2</sup> (Buraburi Granite-BG) nella regione del Dolpo (Nepal occidentale).

I risultati portano a concludere che le fasi di pre-processing e processing mirate alle applicazioni geologiche del telerilevamento, devono essere scelte e pesate in base agli specifici contesti ambientali e stagionali. Infine si è dimostrata l'importanza dei *proxies* quali licheni acidofili e vernice del deserto, nel riconoscimento indiretto, da satellite, di rocce granitiche.



# INDICE

<b>1. Introduzione</b>	<b>1</b>
<b>2. Telerilevamento: principi fisici</b>	<b>5</b>
2.1. Energia elettromagnetica e materia	5
2.2. Spettro elettromagnetico	6
2.3. Principi fisici	8
2.3.1. Legge di Kirchhoff	8
2.3.2. Legge di Planck	10
2.3.3. Legge di Stefan Boltzmann	11
2.3.4. Legge di Wien	11
2.4. Radianza	12
2.5. Energia elettromagnetica e atmosfera	14
<b>3. Spettroscopia</b>	<b>19</b>
3.1. Processi di assorbimento	19
3.1.1. Processi elettronici	19
3.1.2. Processi vibrazionali	22
3.2. Metodologie analitiche	23
3.2.1. Analisi in laboratorio	24
3.2.2. Librerie spettrali	24
3.3. Spettroscopia di minerali e superfici di alterazioni	25
3.3.1. Minerali	28
3.3.2. Vegetazione	35
<b>4. Dati ASTER e <i>pre-processing</i></b>	<b>39</b>
4.1. ASTER	39
4.2. ASTER data <i>pre-processing</i>	41
4.2.1. Calibrazione radiometrica	41
4.2.2. Correzione dell'effetto di cross talk	42
4.2.3. Geocodifica, ortorettifica e DEM	43
4.2.4. Correzione atmosferica	44
4.2.5. Correzioni topografiche	48
4.3. Isolamento dei pixel rocciosi ( <i>masking</i> )	54

<b>5. Elaborazioni di immagini ASTER</b>	<b>57</b>
<b>5.1. Operazioni tra bande</b>	<b>57</b>
5.1.1. Rapporti tra bande	57
5.1.2. Miglior rapporto tra bande	64
5.1.3. Profondità relativa di banda di assorbimento	64
5.1.4. Analisi delle componenti principali	66
<b>5.2. Tecniche di classificazione</b>	<b>68</b>
5.2.1. <i>Spectral Angle Mapper</i>	68
5.2.2. Massimo verosomigliante	68
<b>6. Anti Atlante orientale (Marocco)</b>	<b>71</b>
<b>6.1. Inquadramento geologico</b>	<b>71</b>
6.1.1. Gruppo del Saghro	73
6.1.2. Supergruppo di Ouarzazate	73
6.1.3. Strutture e mineralizzazioni	76
<b>6.2. Descrizione dei granitoidi studiati</b>	<b>77</b>
6.2.1. Plutone di Oussilkane	78
6.2.2. Plutone di BouGafer	79
6.2.3. Plutone di Igourdane	80
6.2.4. Plutone di Ahrrarhiz	80
<b>6.3. Alterazioni superficiali</b>	<b>81</b>
<b>6.4. Immagine ASTER</b>	<b>83</b>
<b>6.5. Confronto tra firme spettrali di laboratorio e satellitari</b>	<b>85</b>
<b>6.6. Analisi immagine</b>	<b>88</b>
6.6.1. VNIR/SWIR	89
6.6.2. TIR	94
6.6.3. Classificazioni: <i>maximum likelihood</i> e <i>spectral angle mapper</i>	95
<b>6.7 Conclusioni</b>	<b>98</b>
<b>7. Nepal occidentale (Himalaya)</b>	<b>101</b>
<b>7.1. Inquadramento generale</b>	<b>101</b>
7.1.1. MCT - <i>Main Central Thrust</i>	103
7.1.2. HHC - <i>Higher Himalayan Crystalline</i>	104
7.1.3. HHG - <i>Higher Himalayan Granitoids</i>	104
7.1.4. STDS – <i>South Tibetan Detachment System</i>	106
7.1.3. TSS – <i>Tibetan Sedimentary Sequence</i>	106
<b>7.2. Descrizione area di studio</b>	<b>107</b>

<b>7.3. Relazioni tra petrografia e spettri di riflettanza</b>	<b>113</b>
7.3.1. HHC	113
7.3.2. BG	120
7.3.3. TSS	124
7.3.4. Licheni	126
<b>7.4. Immagini satellitari</b>	<b>127</b>
<b>7.5. Confronto tra firme spettrali da satellite (ASTER) e da laboratorio</b>	<b>128</b>
<b>7.6. Elaborazione immagine</b>	<b>135</b>
7.6.1. Classificazione preliminare	136
7.6.2. BR	150
7.6.3. RBD	154
7.6.4. PCA	159
<b>7.7. Conclusioni</b>	
<b>8. Conclusioni</b>	<b>163</b>
<b>9. Bibliografia</b>	<b>167</b>

**ALLEGATO A: Massironi et al., 2008**

**ALLEGATO B: Bertoldi et al., 2010**

**ALLEGATO C: Produzione scientifica**



## 1. Introduzione

L'obiettivo principale di questa tesi è la caratterizzazione del comportamento spettrale di rocce granitoidi per la loro discriminazione e mappatura tramite l'applicazione di nuove e consolidate tecniche di telerilevamento ad immagini satellitari ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer*).

La composizione di un particolare granito può riflettere quella del magma primario, dei processi metasomatici e degli effetti del metamorfismo e dell'alterazione superficiale. Queste caratteristiche consentono così di definire lo specifico ambiente geo-tettonico in cui un particolare granito si è formato (**Pitcher, 1993**). Riconoscere e caratterizzare le rocce granitiche, in particolar modo in aree remote e difficilmente accessibili, utilizzando metodologie non invasive ed economiche, è una sfida resa possibile dal telerilevamento satellitare.

I principi di questa tecnica si basano sull'interazione tra energia elettromagnetica e materia. Quando infatti un fotone incide su una superficie può venire assorbito, riflesso o diffuso (**capitolo 2**). In particolare, i processi di assorbimento, dipendendo dalla lunghezza d'onda, consentono di estrapolare informazioni sulla composizione chimica della superficie indagata dalla sola analisi della radiazione riflessa o emessa nel dominio della frequenza. I materiali che costituiscono la superficie terrestre mostrano dunque caratteristi comportamenti spettrali che possono essere utilizzati per la loro identificazione da remoto (e.g. **Clark, 1999**). Due sono i maggiori processi attraverso i quali la radiazione elettromagnetica viene assorbita dai minerali: i processi elettronici, che caratterizzano il comportamento dei metalli di transizione e danno figure di assorbimento nella regione del visibile-vicino infrarosso (*Visible Near Infrared - VNIR*) (i.e. solfuri, ossidi ed idrossidi di Fe, Mg, Cr) ed i processi vibrazionali, che danno particolari figure di assorbimento nell'infrarosso medio (*Short Wave Infrared - SWIR*) (i.e. fillosilicati, carbonati), legate perlopiù ai movimenti di torsione, contrazione ed estensione dei legami, nei composti contenenti OH<sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, H<sub>2</sub>O, Al-OH, Mg-OH, Fe-OH (**Pontual et al, 1997**).

Si è quindi proceduto misurando e confrontando firme spettrali di laboratorio ad alta risoluzione di minerali, rocce e superfici alterate con le osservazioni petrografiche dei campioni granitici per capire quali particolari assorbimenti si conservano una volta che le firme di laboratorio vengono ricampionate alla risoluzione del sensore satellitare ASTER (**capitolo 3**).

## 1. Introduzione

ASTER è un sistema composto da tre radiometri che misurano la radiazione solare in 14 bande spettrali nelle lunghezze d'onda del visibile-vicino infrarosso (VNIR), infrarosso medio (SWIR) ed infrarosso termico (TIR). Una singola immagine ASTER copre una superficie a terra di circa 3600Km<sup>2</sup> (Yamaguchi et al., 1998).

Un'attenzione particolare è stata data alla fase di telerilevamento detta di *pre-processing* (**capitolo 4**), ovvero la trasformazione del dato grezzo (DN - *Digital Numbers*) in un dato calibrato e corretto. I DN di tutte le bande ASTER sono stati così trasformati in valori di radianza al sensore (W/m<sup>2</sup>/sr/μm), ricampionati a 15m/pixel, georeferenziati ed ortoretificati. Infine si è applicata la correzione atmosferica ottenendo valori di riflettanza a terra (%) comparabili con quelli misurati da altri sensori satellitari o in laboratorio. Calibrato e corretto sia da un punto di vista spaziale che spettrale, il dato immagine è stato così analizzato, sperimentando e confrontando diverse tecniche di enfaticazione ai fini dell'identificazione e discriminazione di per rocce granitoidi (**capitolo 5**). Dove necessario, si sono inoltre applicati degli algoritmi per isolare i *pixel* rocciosi e focalizzare quindi l'interpretazione delle elaborazioni alle sole aree di interesse geologico. Si sono così calcolati i rapporti tra bande (BR) e gli assorbimenti di banda relativi (RBD), scelti sia tra quelli più conosciuti in letteratura (e.g. **Kalinowski & Oliver, 2004**) che tra quelli emersi dall'analisi delle firme spettrali di laboratorio di minerali diagnostici e campioni rocciosi. Alle semplici operazioni tra bande si è poi aggiunta un'analisi statistica del dato spettrale tramite l'analisi delle componenti principali (PCA). Infine si sono testate delle tecniche di classificazione immagine che considerano gli spettri dei singoli pixel e li attribuiscono per grado di affinità a predeterminate classi spettrali. In questo lavoro si sono scelte due metodologie classificative: lo *spectral angle mapper* (SAM) ed il *maximum likelihood* (MLL). Le firme delle diverse classi spettrali utilizzate nelle classificazioni, sono stati selezionati sia in aree della stessa immagine e controllate a terra (*Region of Interest* – ROI) (SAM e MLL) che dalle firme di laboratorio, ricampionate alla risoluzione ASTER (SAM).

Il telerilevamento su immagini ASTER applicato alla geologia è stato utilizzato in numerosi studi (i.e. **Rowan et al., 2000, 2003, 2005, 2006; 2005; Mars and Rowan, 2006; Van Ruitenbeek et al., 2006, Hubbard et al., 2007**). La maggior parte di questi si occupa di evidenziare alterazioni idrotermali o mineralizzazioni, in ambienti aridi, caratterizzati da affioramenti ben esposti ed in aree grossomodo pianeggianti.

In questo studio, che si occupa della caratterizzazione e discriminazione di rocce granitoidi, si sono invece scelte due aree in contesti ambientali e geologici diversi: una

nella regione del Jebel Saghro (Anti Atlante orientale – Marocco; **capitolo 6**) ed una nella regione del Dolpo (Himalaya – Nepal; **capitolo 7**).

La regione marocchina è stata scelta soprattutto per le sue caratteristiche climatiche e fisiografiche, favorevoli alle applicazioni geologiche del telerilevamento. L'ambiente pressoché pianeggiante e desertico lascia spazio agli affioramenti rocciosi, mentre l'atmosfera risultando per gran parte dell'anno, molto limpida e secca non costituisce un particolare elemento di disturbo. La zona studiata è stata oggetto di cartografia geologica nel 2004-2005 (progetto di Cartografia del Ministero dell'Energia e delle Miniere del Marocco) alla quale ho partecipato durante la mia tesi di laurea triennale (2005). Durante il rilievo sono stati prelevati la gran parte dei campioni analizzati in occasione della presente tesi di dottorato e testate numerose elaborazioni di telerilevamento, descritte in **Massironi et al., 2008 (allegato A)** che hanno portato alla discriminazione di quattro plutoni calc-alcalinici di età Ediacariana a composizione molto simile.

La regione Himalayana è stata invece scelta per le sue caratteristiche opposte alla precedente. La geologia dettagliata di base è poco conosciuta e lacunosa mentre le caratteristiche climatiche e fisiografiche sono ostili e poco favorevoli alle applicazioni geologiche del telerilevamento. Questa seconda area di studio, è stata inoltre utilizzata per verificare l'efficacia delle metodologie discriminatorie testate ed applicate nell'area marocchina. La regione del Dolpo nel Nepal occidentale è stata sede di due campagne di rilevamento geologico svoltesi nel corso del presente dottorato di ricerca CARIPARO (autunno 2008 - 2009), ed inserite in un progetto PRIN che vede coinvolti il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi di Padova, il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Pisa, il Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie dell'Università degli Studi di Milano Bicocca ed il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino. Il progetto è stato inoltre realizzato in collaborazione con il NAST-EvK2-CNR (*Nepal Academy of Science and Technology – Everest K2 – Consiglio Nazionale delle Ricerche*) nell'ambito dell'*High Altitude Scientific and Technological Research Project*. Durante le campagne si sono raccolti numerosi campioni nonché verificati i risultati delle analisi sulle immagini telerilevate che hanno consentito l'identificazione di un nuovo plutone granitico che occupa una superficie di circa 110Km<sup>2</sup> (Buraburi Granite – BG) e che è stato descritto in **Bertoldi et. al., 2011 (allegato B)**. I risultati parziali sono stati via via

## 1. Introduzione

presentati in numerosi convegni internazionali e nazionali sia come poster che come presentazioni orali (**allegato C**).



## 2. Telerilevamento: principi fisici

Il telerilevamento è quella scienza in cui si utilizzano metodologie non invasive per acquisire informazioni di superfici (i.e. oggetti, pianeti), senza entrare in contatto diretto con l'obiettivo dell'indagine. Il telerilevamento si occupa in particolare della registrazione e dell'analisi dell'energia emessa o riflessa dalla superficie di un corpo tramite uno o più sensori montati su una piattaforma (i.e. satellitare, aerea, terrestre).

Esistono due principali tipi di telerilevamento: attivo e passivo, dipendenti dalle due grandi famiglie di sensori.

Il telerilevamento attivo richiede una fonte artificiale di energia ed è solitamente effettuato utilizzando sensori che “trasmettono” e “ricevono” energia elettromagnetica (i.e. radar, microonde, laser).

Il telerilevamento passivo è invece effettuato utilizzando sensori che “ricevono” energia elettromagnetica (i.e. macchine fotografiche, spettrometri, radiometri) proveniente direttamente o indirettamente da sorgenti naturali (i.e. sole).

### 2.1 Energia elettromagnetica e materia

Le onde elettromagnetiche sono caratterizzate da due parametri, fondamentali per il telerilevamento, la lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) che rappresenta la distanza tra i due punti di un'onda che ne definiscono un ciclo completo e la frequenza ( $\nu$ ) che indica il numero di cicli completi compiuti dall'onda nell'unità di tempo. Il periodo d'onda ( $T$ ) è invece definito come l'inverso della frequenza ( $T=1/\nu$ ).

La lunghezza d'onda e la frequenza sono tra loro inversamente proporzionali e si correlano secondo la seguente equazione:

$$c = \lambda \nu \text{ [m/s]} \quad (\text{eq. 2.1})$$

Dove  $c$  è la velocità della luce nel vuoto ed è pari a circa 300.000 Km/s.

Quando una radiazione elettromagnetica colpisce la superficie di un corpo si possono verificare le seguenti condizioni (**Geiger, 2004**):

- la radiazione attraversa la materia senza nessun cambiamento (corpi a trasmissività ( $\tau$ ) = 1).
- la radiazione viene diffusa o diffratta senza variazioni di energia

## 2. Telerilevamento: principi fisici

- la radiazione viene assorbita in alcune lunghezze d'onda provocando delle transizioni energetiche o eccitazioni, di tipo vibrazionale, elettronico o nucleare. A queste transizioni può anche essere associata un'emissione di radiazione con le stesse caratteristiche di quella assorbita.
- la radiazione viene assorbita in alcune lunghezze d'onda provocando delle transizioni energetiche o eccitazioni, di tipo vibrazionale, elettronico o nucleare a cui segue una emissione di radiazione elettromagnetica con caratteristiche diverse di quella assorbita.

### 2.2 Spettro elettromagnetico

Lo spettro elettromagnetico è l'insieme continuo delle onde elettromagnetiche ordinate secondo la loro frequenza e lunghezza d'onda e viene suddiviso in diverse regioni spettrali (**fig. 2.1**).

- La regione dei raggi gamma ha lunghezze d'onda inferiori ai  $0.3 \text{ \AA}$ , mentre quella dei raggi-X ha lunghezze d'onda comprese tra  $0.3 \text{ \AA}$  e  $300 \text{ \AA}$ . A causa dell'estrema opacità dei gas atmosferici in queste regioni dello spettro elettromagnetico, i raggi gamma sono utilizzati limitatamente a piattaforme aeree che rilevano a bassa quota o allo studio di superfici di corpi planetari senza atmosfera (i.e. Luna, Mercurio).
- La regione dell'ultravioletto (UV) ha lunghezze d'onda comprese tra  $300 \text{ \AA}$  e  $0.4 \mu\text{m}$ . I sensori ultravioletti sono ampiamente utilizzati per studiare i gas presenti in atmosfera che risultano selettivamente opachi a queste lunghezze d'onda. Alcuni materiali terrestri, tra cui alcuni minerali, se illuminati da radiazione UV danno fluorescenza o emettono luce visibile.
- La regione del visibile (VIS) ha lunghezze d'onda comprese tra  $0.4 \mu\text{m}$  e  $0.7 \mu\text{m}$ , dove i processi elettronici regolano l'interazione tra energia elettromagnetica e materia. Il visibile è utilizzato nel telerilevamento passivo (CCD-CMOS immagini, spettrometri, radiometri, polarimetri e laser). Il VIS è una porzione piccolissima dell'intero spettro elettromagnetico ed è l'unica alla quale possiamo associare il concetto di colore.
- Le radiazioni elettromagnetiche nella regione dell'infrarosso (IR) hanno lunghezze d'onda comprese tra  $0.7 \mu\text{m}$  e  $1 \text{ mm}$  ed interagiscono con la materia

causando principalmente movimenti di rotazione e vibrazioni a livello molecolare. Questa regione è divisa in due sub-regioni in base ai principali fenomeni fisici che le caratterizzano: l'infrarosso riflesso e l'infrarosso emesso o termico. L'infrarosso riflesso è molto simile al visibile e va da  $0.7\mu\text{m}$  a circa  $3\mu\text{m}$  ed è a sua volta suddiviso in diverse regioni chiamate infrarosso vicino (*Near InfraRed* - NIR –  $0.7\text{-}1.1\mu\text{m}$ ) e medio (*Short Wave InfraRed* - SWIR –  $1.1\text{-}3\mu\text{m}$ ). La regione dell'infrarosso termico è invece caratterizzata dalla radiazione emessa dalla superficie indagata sotto forma di calore e va da circa  $3\mu\text{m}$  a  $1\text{mm}$ . L'IR viene ampiamente utilizzato nel telerilevamento passivo (CCD-CMOS immagini, spettrometri, radiometri, polarimetri e laser).

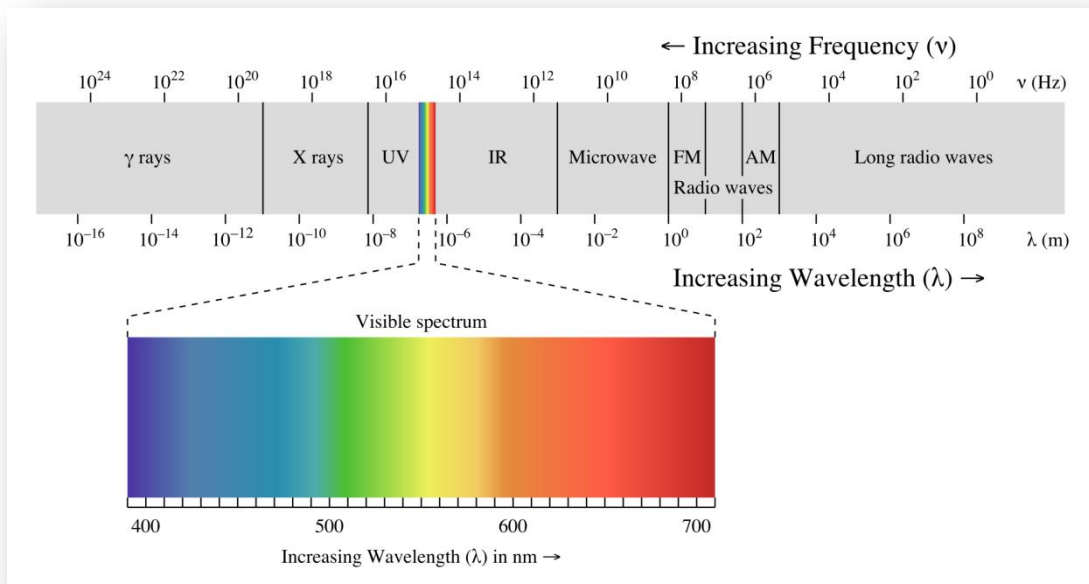


Figura 2.1. Spettro elettromagnetico.

- Le microonde hanno lunghezze d'onda comprese tra  $1\text{mm}$  e  $10\text{cm}$  ed interagiscono con la materia causando principalmente rotazioni molecolari. Le microonde trovano applicazioni sia nel telerilevamento attivo che passivo (radiometri/spettrometri e sistemi radar a microonde).
- Le onde radio hanno infine una lunghezza d'onda maggiore di  $10\text{cm}$  e sono utilizzate principalmente nel telerilevamento attivo (radar immagine, altimetrici e sonici).

Il presente lavoro di tesi si occupa di telerilevamento passivo nelle regioni del visibile, infrarosso vicino, medio e termico.

### 2.3 Principi fisici

Le leggi che descrivono l'aspetto quantitativo della radiazione elettromagnetica e che possono essere così considerate le leggi fondamentali del telerilevamento, sono le seguenti:

- Legge di Kirchhoff: relaziona i coefficienti di riflessione, trasmissione e assorbimento o emissione.
- Legge di Planck: definisce la potenza emessa da una superficie in funzione della lunghezza d'onda e della temperatura.
- Legge di Stefan-Boltzman: definisce la quantità totale di potenza emessa da un corpo ad una data temperatura, integrata su tutto lo spettro elettromagnetico.
- Legge di Wien: definisce la lunghezza d'onda in corrispondenza del massimo di emissione elettromagnetica di un corpo ad una data temperatura.

#### 2.3.1 Legge di Kirchhoff

Kirchhoff partì dal presupposto che l'energia incidente (I) una superficie, interagisce con essa attraverso tre principali meccanismi: assorbimento (A), trasmissione (T) e riflessione (R). La radiazione incidente subisce assorbimenti quando è assorbita dal materiale che costituisce la superficie, subisce riflessione quando è re-direzionata verso l'esterno e trasmissione quando invece attraversa il target.

Considerando la legge di conservazione dell'energia si può stabilire la seguente relazione (**fig. 2.2**):

$$I = A+T+R \quad (\text{eq. 2.2})$$

A ciascuno dei tre meccanismi descritti in precedenza, è possibile associare dei coefficienti adimensionali che li quantificano:

- riflettività ( $\rho$ ) = R/I. Rapporto tra l'energia riflessa da una superficie e quella incidente;
- assorbività ( $\alpha$ ) = A/I. Rapporto tra l'energia assorbita da una superficie e quella incidente;

- trasmissività ( $\tau$ ) =  $T/I$ . Rapporto tra l'energia trasmessa da una superficie e quella incidente

La somma di questi coefficienti da sempre un risultato unitario:

$$\rho + \alpha + \tau = 1 \quad (\text{eq. 2.3})$$

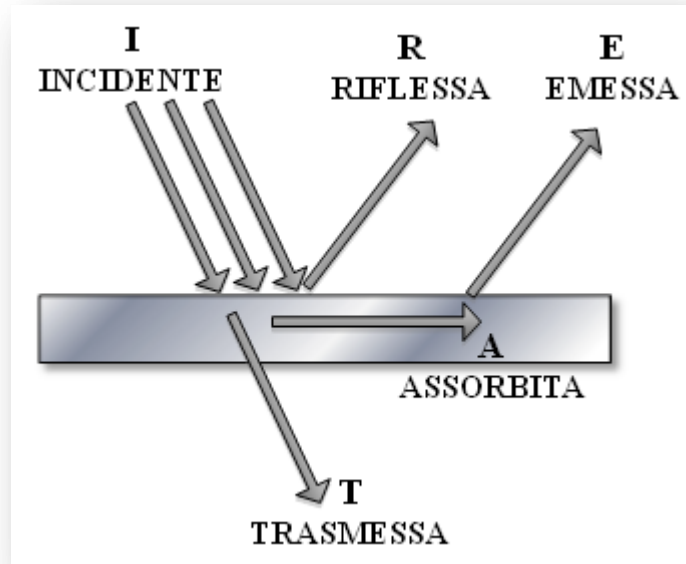


Figura 2.2. Principio di conservazione dell'energia, secondo la legge di Kirchhoff

A questi coefficienti v'è poi aggiunta l'emissività ( $\epsilon$ ), che definisce l'efficienza con cui un corpo irradia energia ed è definita come il rapporto tra l'energia emessa dal corpo reale ad una data temperatura ( $E_{Tr}$ ) e quella emessa da un corpo nero alla stessa temperatura ( $E_{Tn}$ ):

$$\epsilon = \frac{E_{Tr}}{E_{Tn}} \quad (\text{eq. 2.4})$$

Poiché un corpo nero assorbe tutta l'energia incidente ed emette come un radiatore ideale, vale la seguente relazione:

$$\alpha = \epsilon \quad (\text{eq. 2.5})$$

da cui si evince che un buon radiatore è anche un buon assorbitore.

Sostituendo l'eguaglianza in **eq. 2.5** nell'equazione **eq. 2.3**, si ottiene:

$$\rho + \epsilon + \tau = 1 \quad (\text{eq. 2.6})$$

Pertanto, a parità di trasmissività e per superfici opache ( $\tau \approx 0$ ), più la riflettività è alta, meno radiazioni elettromagnetiche sono emesse e viceversa. La legge di Kirchhoff si può dunque approssimare a:

$$\varepsilon = 1 - \rho \quad (\text{eq. 2.7})$$

Molti studi hanno dimostrato che la relazione esplicitata dall'equazione 3.7 funziona discretamente anche nei materiali naturali (i.e. **Salisbury, 1993**). Lo scostamento dal comportamento ideale è relazionato alla risoluzione spaziale e spettrale delle misurazioni di emittanza che spesso non permette il riconoscimento del gradiente termico all'interno della superficie indagata (i.e. **Henderson et al., 1996**). Poiché la variabilità granulometrica nei campioni provoca solitamente variazioni spettrali molto maggiori dei discostamenti dal comportamento ideale, nella maggior parte degli studi, la relazione espressa dall'equazione 3.7 può essere considerata valida (**Andrew et al., 1999**)

### 2.3.2. Legge di Planck

Qualunque corpo a temperatura superiore dello zero assoluto, ( $T > 0 \text{ K} = -273.14^\circ\text{C}$ ), emette radiazioni elettromagnetiche proprie che dipendono dalla temperatura del corpo e dalle caratteristiche fisiche, chimiche e geometriche della sua superficie; mentre riflette, assorbe o trasmette le radiazioni elettromagnetiche provenienti dall'esterno.

La legge di Planck, che spiega come l'energia della radiazione sia direttamente proporzionale alla frequenza e inversamente proporzionale alla lunghezza d'onda, fu enunciata nella seguente forma sintetica:

$$e = h \nu \text{ [W]} \quad (\text{eq. 2.8})$$

Dove  $e$  è il quanto di energia della radiazione mentre  $h$  è la costante di Planck o quanto di Planck ( $h = 6.62 \cdot 10^{-34} \text{ [W s}^2\text{])}$

La legge di Planck nella sua forma estesa è invece:

$$W_\lambda = \frac{2\pi^5 k^4 T^6}{15 h^3 c^2} \frac{1}{e^{hc/\lambda kT} - 1} \text{ [W cm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}] \quad (\text{eq. 2.9})$$

Dove  $W_\lambda$  è la potenza radiante per unità di superficie e lunghezza d'onda,  $T$  è la temperatura assoluta in gradi Kelvin,  $K$  è la costante di Boltzmann ( $K = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ [W s} / \text{K])}$  mentre  $e$  è il quanto di energia della radiazione ( $e = 2.7182$ ).

Dalla legge di Planck si evince che l'energia emessa da un corpo nero, a una data lunghezza d'onda è quindi funzione esclusiva della temperatura.

### 2.3.3. Legge di Stefan Boltzmann

Integrando la legge di Planck su tutto lo spettro elettromagnetico si ottiene la potenza radiante per unità di superficie, il cui valore è definito dalla legge di Stefan-Boltzmann:

$$W = \quad \quad \quad [W \text{ cm}^{-2}] \quad \quad \quad (\text{eq. 2.10})$$

Dove  $W$  è la potenza radiante per unità di superficie,  $W_\lambda$  è la potenza radiante per unità di superficie e di lunghezza d'onda,  $\Sigma$  è la costante di Stefan-Boltzmann ( $\Sigma = 5.67 \cdot 10^{-12} [W \text{ cm}^{-2} \text{ K}^{-4}]$ ) mentre  $T$  è la temperatura assoluta del corpo nero espressa in gradi Kelvin.

La legge di Stefan Boltzmann indica così che la radiazione emessa da un corpo nero, dipende dalla quarta potenza della sua temperatura assoluta.

### 2.3.4. Legge di Wien

Per ogni valore di temperatura esiste una lunghezza d'onda a cui è associato il valore di massima emissione (**fig.2.3**).

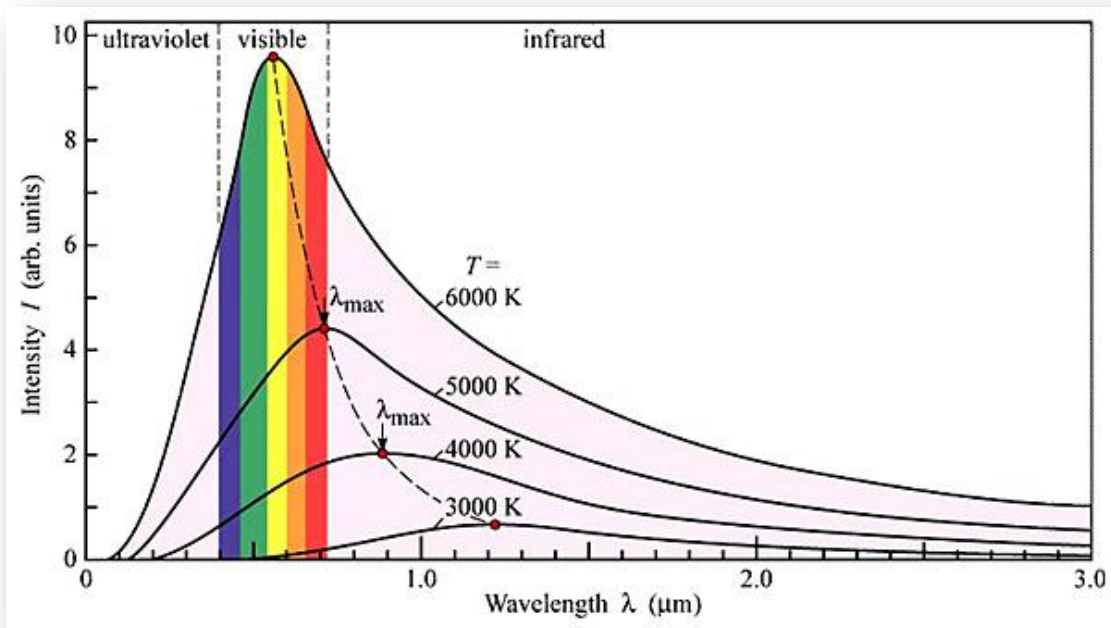


Figura 2.3. Curve di Planck

L'equazione di Wien mette così in relazione la lunghezza d'onda corrispondente al massimo di energia emessa da una superficie ( $\lambda_{\max}$ ) con il suo valore di temperatura ( $T$ ):

$$\lambda_{\max} = w/T \quad \quad \quad (\text{eq. 2.11})$$

Dove  $w$  è una costante che dipende dall'emissività del corpo (per un corpo nero in cui  $\epsilon=1$ ,  $w=2890$ ) mentre  $T$  è la temperatura assoluta del corpo nero espressa in gradi Kelvin.

Dalla legge di Wien si evince che la lunghezza d'onda corrispondente al massimo di emissione, aumenta al diminuire della temperatura del corpo emittente.

## 2.4. Radianza

La radianza ( $L$ ) o flusso radiante, è definita come la quantità di energia per unità di tempo, che esce da una unità di superficie per unità di angolo solido. La radianza, ad un certo angolo di osservazione è definita come:

$$L = \frac{P \cos \theta}{\partial A \partial \Omega} \quad [\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}] \quad (\text{eq. 2.12})$$

Dove  $\theta$  è l'angolo tra la radiazione incidente e quella riflessa in direzione del sensore,  $P$  è la potenza della radiazione uscente,  $\partial \Omega$  è la porzione infinitesimale di angolo solido mentre  $\partial A$  è la porzione infinitesimale del piano su cui incide la radiazione (**fig. 2.4**).

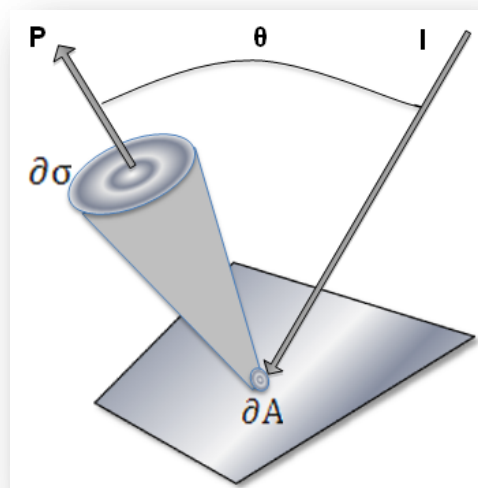


Figura 2.4. Parametri che definiscono la radianza. Legenda nel testo.

I sensori impiegati nel telerilevamento misurano la radianza ricevuta ad una certa lunghezza d'onda sotto forma di numeri digitali (Digital Number – DN), solitamente quantizzati in 8-16 o 32bit. Tramite l'applicazione di un algoritmo che considera i



parametri di calibrazione radiometrica, si è così in grado di trasformare i DN in radianza al sensore. Quest'ultima è definita come la somma della radianza al suolo e tutti i contributi energetici legati alle interazioni con il mezzo attraversato (i.e. atmosfera). La radianza al suolo è invece definita come la quantità di energia riflessa o emessa da una determinata superficie. La sua misura è funzione delle costanti di riflettività ed emissività, che a loro volta dipendono dalle caratteristiche fisico-strutturali della superficie indagata.

Nelle applicazioni di telerilevamento/spettroscopia si considera però la riflettività al suolo ( $R\%$ )o del campione, poiché serve un valore indipendente dalle condizioni di ripresa e quindi confrontabile con altre strumentazioni.

L'energia elettromagnetica viene riflessa da una superficie secondo due principali fenomeni che costituiscono i casi limite della riflessione speculare e diffusa uniforme (fig. 2.5a, b).

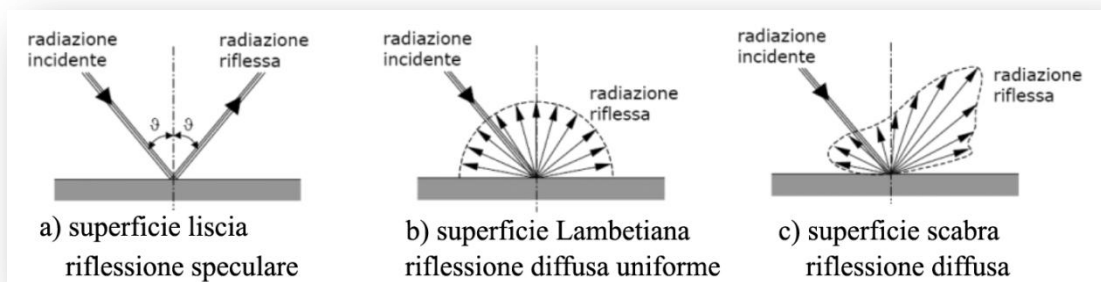


Figura 2.5. Tipologie di superfici in funzione del modo in cui riflettono la radiazione elettromagnetica.

Una superficie può dunque essere definita speculare o liscia quando è idealmente priva di rugosità e riflette specularmente il raggio incidente con un determinato angolo di riflessione, conservando tutta (o gran parte) dell'energia. Si parla invece di superficie Lambertiana quando la riflessione avviene in maniera diffusa, uniformemente in tutte le direzioni e per tutte le lunghezze d'onda considerate. In realtà, gran parte dei materiali naturali, avendo superfici non lisce, scabre, si comporta in un modo misto, tra la riflessione speculare e quella Lambertiana (fig. 2.5c).

Il prevalere di uno dei due fenomeni di riflessione è legato al rapporto tra gli ordini di grandezza della rugosità della superficie e della lunghezza d'onda della radiazione incidente. Se ad esempio la lunghezza d'onda è più piccola delle particelle che

costituiscono la superficie, questa si comporta prevalentemente come Lambertiana, al contrario come speculare.

La rappresentazione grafica della riflettività prende il nome di risposta o firma spettrale.

Bisogna tenere presente che le risposte spettrali di oggetti molto simili, ripresi in condizioni naturali (da piattaforma aerea, satellitare o in campagna) non sono sempre uguali data l'estrema variabilità nello spazio e tempo di parametri quali umidità, temperatura, composizione mineralogica, granulometria, tessitura.

Si riconoscono così due principali insiemi di fattori, che al di là delle caratteristiche fisico-strutturali della superficie indagata, influiscono sulle firme spettrali: statici e dinamici.

I fattori statici sono ad esempio la pendenza e l'esposizione della superficie indagata. Questi non variano nel tempo e possono essere facilmente ricavati dai modelli digitali del terreno (DTM) o di superficie (DSM).

I fattori dinamici sono invece quelli che variano nel tempo, tra cui la vigoria vegetale, l'umidità al suolo ed in atmosfera, la trasparenza atmosferica e la posizione del sole.

Duante il pre-processing delle "immagini multi-iperspettrali" si applicano una serie di correzioni per ridurre l'effetto di questi fattori ed aumentare quindi l'informazione fisico-strutturale-chimica, oggetto del telerilevamento applicato alle superficie naturali. La correzione atmosferica (**capitolo 4.2.4**) ad esempio, cerca di eliminare gli effetti legati alla trasparenza atmosferica, mentre la correzione topografica (**capitolo 4.2.5**) quelli legati alla variabilità dell'illuminazione.

### **2.5 Energia elettromagnetica e atmosfera**

Le particelle ed i gas presenti in atmosfera interagiscono con la radiazione elettromagnetica attraverso meccanismi di diffusione e assorbimento.

La diffusione avviene quando grandi molecole di gas o particelle interagendo con la radiazione elettromagnetica incidente, la deviano dal suo percorso originale. L'entità della diffusione dipende dalla lunghezza d'onda della radiazione incidente, dall'abbondanza di particelle e gas e dalla distanza che la radiazione percorre nell'atmosfera. Vi sono 3 tipologie di diffusione in atmosfera:

- diffusione di Rayleigh;
- diffusione di Mie;
- diffusione non selettiva.

La diffusione di Rayleigh avviene quando vi sono particelle/gas molto più piccole della lunghezza d'onda della radiazione incidente. E' il caso di polveri sub micrometriche e molecole di azoto e ossigeno, quindi il fenomeno è caratteristico delle porzioni superiori dell'atmosfera. La diffusione di Rayleigh è caratteristica delle lunghezze d'onda più corte (UV-VIS). Questo fenomeno è ad esempio la causa del colore blu del cielo, dove le lunghezze d'onda corte del visibile (blu), vengono diffuse dai gas atmosferici molto più di quelle lunghe (verde e rosso).

La diffusione di Mie avviene quando le particelle/gas hanno dimensioni nello stesso ordine di grandezza della lunghezza d'onda incidente. La diffusione di Mie è predominante nelle porzioni inferiori dell'atmosfera, dove abbondano polveri, pollini, fumo e vapore acqueo. La diffusione di Mie è caratteristica di lunghezze d'onda più lunghe (VNIR) rispetto alla diffusione di Rayleigh.

La diffusione non-selettiva avviene quando le particelle/gas sono molto più grandi della lunghezza d'onda della radiazione incidente. E' il caso di gocce d'acqua e particelle millimetriche di polvere. Questo fenomeno viene detto non-selettivo per il fatto che diffonde allo stesso modo in tutte le lunghezze d'onda. La diffusione non-selettiva è causa del colore bianco delle nuvole/nebbia, poiché diffonde in maniera uguale tutte le lunghezze d'onda del visibile.

L'atmosfera, oltre alla diffusione, presenta fenomeni di assorbimento provocati dalle molecole presenti in atmosfera. Queste, in funzione della loro composizione assorbono energia in intervalli ben definiti di lunghezze d'onde. L'ozono ad esempio assorbe la quasi totalità della radiazione ultravioletta proveniente dal sole. L'anidride carbonica è uno dei principali gas serra, poiché assorbendo la radiazione principalmente nell'infrarosso termico, intrappola il calore nell'atmosfera. Il vapore acqueo ha invece delle bande di assorbimento ben definite principalmente nel vicino e medio infrarosso (**fig. 2.6b**).

Le regioni dello spettro elettromagnetico non influenzate dagli assorbimenti atmosferici sono chiamate finestre atmosferiche e così utilizzate nel telerilevamento satellitare ed aereo.

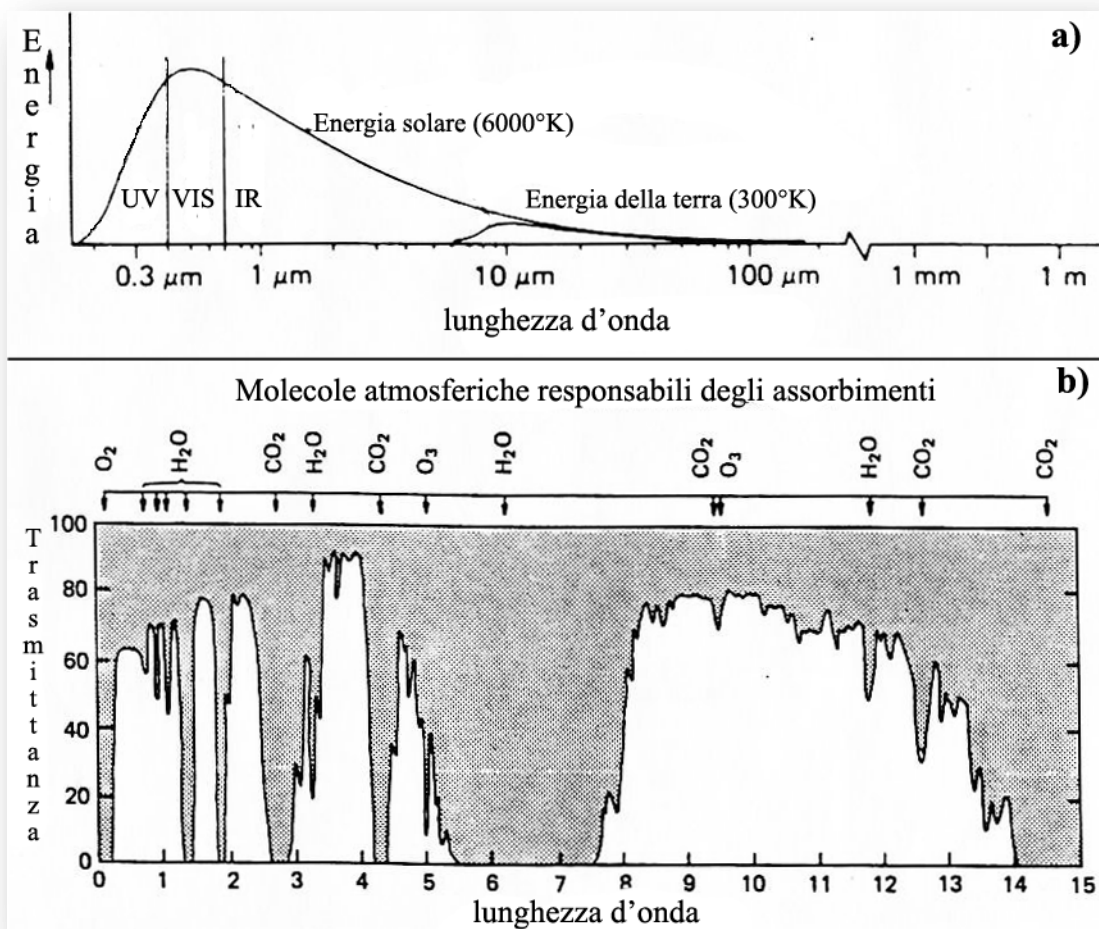


Figura 2.6. a) Curve di Planck per un corpo nero alla temperatura del sole (6000°K) e della terra (300°K). b) Finestre atmosferiche e molecole responsabili degli assorbimenti nell'intervallo di lunghezze d'onda tra 0 e 15μm.

Confrontando le caratteristiche delle due principali sorgenti di radiazione elettromagnetica (sole e terra) (**fig. 2.6a**) unitamente alle finestre atmosferiche (**fig. 2.6b**), si possono definire le lunghezze d'onda che sono ottimali per il telerilevamento della superficie terrestre. Ad esempio, la porzione visibile dello spettro elettromagnetico corrisponde sia ad una finestra atmosferica che al picco energetico emesso dal sole. Anche il massimo di energia emessa dalla superficie terrestre, collocato nell'infrarosso termico a circa 10μm è in corrispondenza di una finestra atmosferica.

In laboratorio la regione del termico è ampiamente analizzata per indagini chimiche, grazie alla tecnica di spettroscopia attiva Raman, che indaga le lunghezze d'onda dai 5μm (200cm<sup>-1</sup>) ai 5.5μm (1800cm<sup>-1</sup>). Nel telerilevamento passivo la regione dell'infrarosso termico viene però utilizzata molto meno rispetto a quelle del visibile e vicino infrarosso. I motivi vanno cercati nella ristretta finestra atmosferica (8-14μm), e

nelle difficoltà tecniche, quali le basse temperature di esercizio richieste dai sensori e la mancanza di risoluzioni spaziali e spettrali idonee a studi di scala locale. Una parziale eccezione è costituita dal sensore satellitare ASTER, che possiede un radiometro con 5 bande spettrali nelle lunghezze d'onda comprese tra  $8.5\mu\text{m}$  e  $11.5\mu\text{m}$ , ad una risoluzione di  $90\text{m/pixel}$  e spettrale di circa  $450\text{nm}$ .

Sia ASTER, utilizzato nel presente studio, che diversi spettrometri di laboratorio misurano le firme spettrali nella regione del termico in riflettanza. Per questo motivo e per l'**equazione 2.7** che lega riflettanza ad emissività si è scelto di conservare come unità di misura dei dati nella regione del termico la riflettanza, tenendo quindi presente che ad ogni massimo di emissione (picco di Christiansen) corrisponde un minimo di riflettanza e ad ogni minimo di emissione (banda di restrahlen) un massimo di riflettanza.

## 2. Telerilevamento: principi fisici

### 3. Spettroscopia

La spettroscopia si occupa prevalentemente dello studio della radiazione riflessa o emessa da una superficie nelle lunghezze d'onda del visibile, infrarosso vicino, medio e termico, con lo scopo di estrapolare informazioni qualitative e quantitative. I materiali geologici, ad esempio, sono caratterizzati da risposte spettrali in queste regioni dello spettro elettromagnetico che permettono la discriminazione di molti minerali, caratteristici di particolari litologie. Tuttavia, bisogna tenere presente che i risultati non sono sempre ovvi e univoci, poiché gli spettri, oltre che dalle caratteristiche chimiche/fisiche del mezzo attraversato, sono influenzati da molti fattori tra cui la geometria del sistema di acquisizione, la risoluzione spaziale e spettrale, la posizione della sorgente indagata (**Rowan et al., 2003**).

#### 3.1 Processi di assorbimento

Gli spettri dei minerali nell'intervallo delle lunghezze d'onda considerate (0.35-14 $\mu$ m), presentano assorbimenti prevalentemente generati da due diversi processi: elettronici e vibrazionali. (**Burns, 1993; Farmer, 1974; Hunt, 1977, 1982; Gaffey et al., 1993**).

##### 3.1.1 Processi elettronici

I processi elettronici sono alla base degli assorbimenti in strutture cristalline (i.e. minerali) nelle lunghezze dell'ultravioletto, del visibile e del vicino infrarosso (**fig. 3.1**).

L'assorbimento di fotoni con particolari lunghezze d'onda, ad opera di atomi isolati o ioni, provoca dei salti energetici verso livelli (orbitali) a più alta energia. Conseguentemente, durante il ritorno al livello energetico originale, può avvenire l'emissione di fotoni che solitamente hanno lunghezze d'onda diverse da quelle assorbite.

Anche nei materiali solidi, dove gli elettroni possono essere condivisi tra più atomi attraverso legami, sono stati riconosciuti livelli energetici quantizzabili che permettono il riconoscimento di particolari configurazioni strutturali (i.e. **Burns 1970, 1993**).

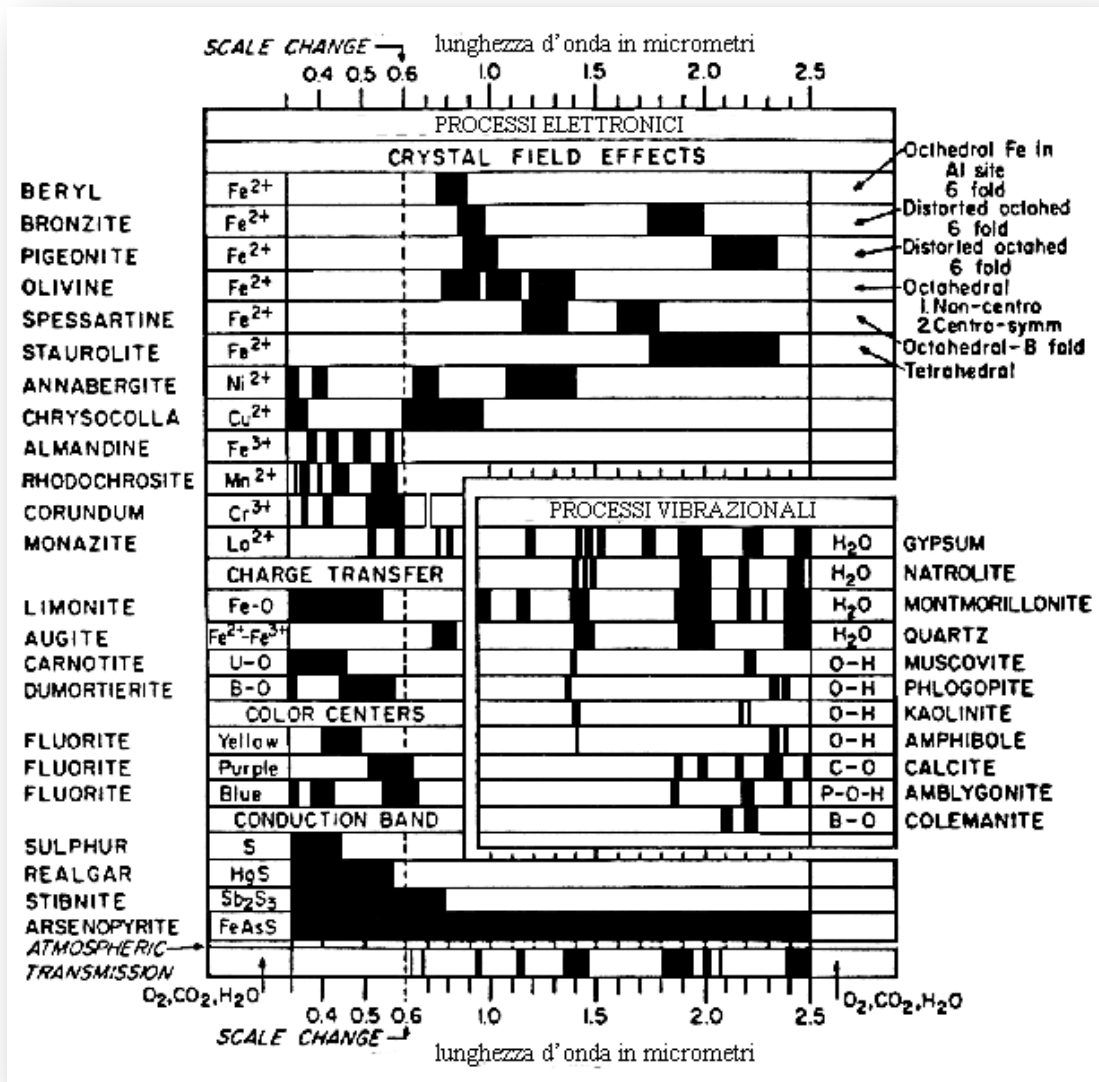


Figura 3.1. Diagramma dei principali assorbimenti di alcuni minerali, divisi per tipologia di processo. L'ampiezza delle barre nere indica l'ampiezza relativa di ciascuna banda di assorbimento. Modificato da Hunt, 1977.

I processi elettronici possono essere così suddivisi:

- Transizioni dovute al reticolo cristallino (*crystal field effect*).

Quando elementi di transizione (i.e. Ni, Cr, Co, Fe) entrano a far parte della struttura cristallina, risentono dell'interazione con i campi elettrostatici di anioni o gruppi dipolari e danno origine a nuovi livelli energetici in cui gli elettroni possono transizionare assorbendo energia a determinate lunghezze d'onda. Le transizioni possibili sono influenzate dal tipo di catione, dal suo numero di coordinazione, dalla simmetria del sito cristallografico e dal sito cristallino



occupato dallo ione. E' ad esempio il caso  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti M1 e M2 dei pirosseni o dell'olivina che provocano assorbimenti tra  $0.90\mu\text{m}$  e  $1.10\mu\text{m}$  e tra  $1.80\mu\text{m}$  e  $2\mu\text{m}$  (**fig. 3.1**).

- Transizioni per trasferimenti di carica tra cationi che occupano siti vicini nella struttura cristallina (*charge transfer absorption*).

Quando un elettrone 3d di un elemento di transizione, viene eccitato tramite l'assorbimento di energia elettromagnetica di una determinata lunghezza d'onda, può essere trasferito a cationi adiacenti. Questo processo può avvenire sia tra atomi di uno stesso elemento ma con valenza diversa (omonucleari) che tra atomi di elementi diversi (eteronucleari) come ad esempio il  $\text{Fe}^{2+}$  ed il  $\text{Ti}^{4+}$  (**fig. 3.1**) (**Smith & Strens, 1976**).

- Transizioni per trasferimenti di carica Ossigeno-Metallo.

Quando un elettrone di uno ione metallico al centro di un sito di coordinamento viene eccitato tramite l'assorbimento di energia elettromagnetica ad una determinata lunghezza d'onda, può essere trasferito all'atomo di ossigeno più vicino. Questo processo, presente in particolare a lunghezze d'onda tra l'ultravioletto e visibile, è responsabile dell'intensa colorazione di alcuni minerali o composti che contengono ioni metallici privi di elettroni negli orbitali 3d e con un'alta valenza (i.e.  $\text{Mn}^{7+}$ ,  $\text{Cr}^{6+}$  e  $\text{V}^{5+}$ ). I colori bruno-scuri di alcuni silicati (i.e. biotite o anfiboli) ricchi in titanio ed i colori rossi degli ossidi ed idrossidi di ferro sono ad esempio dovuti a trasferimento di carica tra i cationi metallici  $\text{Ti}^{4+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  con l'Ossigeno (**fig. 3.1**) (**Morris et al. 1985, Clark et al., 1993b**).

- Transizioni in centri di colore (*color centers*).

Quando all'interno di difetti del reticolo cristallino si intrappolano degli elettroni, questi possono venire eccitati tramite l'assorbimento di energia elettromagnetica in particolari intervalli di lunghezza d'onda. Questo processo avviene facilmente in minerali con reticolo molto simmetrico e a lunghezze d'onda del visibile, caratterizzandone così il colore (i.e. fluorite porpora o gialla - **fig. 3.1**) (**Hunt, 1977**).

- Transizioni in bande di conduzione (*conduction band*).

Quando in un reticolo cristallino sono presenti legami metallici, gli elettroni di valenza legati ad uno specifico ione, possono venir eccitati tramite l'assorbimento di energia elettromagnetica in particolari intervalli di lunghezza d'onda, e muoversi

liberamente in bande ad alta energia, dette di conduzione. Questo processo avviene nei metalli o semiconduttori ed è presente alle lunghezze d'onda del visibile-vicino infrarosso. Il cinabro (HgS) e lo zolfo (S) hanno colori gialli dovuti agli assorbimenti delle bande di conduzione nella regione del visibile (**fig. 3.1**) (**Hunt, 1977**).

#### 3.1.2 Processi vibrazionali

I processi vibrazionali sono alla base degli assorbimenti ed emissioni dei materiali naturali, nelle lunghezze d'onda dell'infrarosso medio e termico (**fig. 3.1; fig. 3.2**). I legami tra gli atomi di una molecola o di un reticolo cristallino con un momento di dipolo, formano un sistema in grado di vibrare. La frequenza delle vibrazioni dipende dalla forza del legame e dalla massa degli atomi coinvolti.

La relazione tra il numero di vibrazioni fondamentali ( $v_x$ ) in una molecola ed il suo numero di atomi ( $N$ ) è data da:

$$X = 3N - 6 \quad (\text{eq. 3.1})$$

Con l'eccezione del caso di una molecola con 2 atomi, dove  $X=1$  e non 0.

Alle vibrazioni fondamentali (i.e.  $v_1, v_2, v_x$ ) possono essere associate delle vibrazioni multiple, chiamate armoniche superiori (i.e.  $2v_1, 3v_1$ ) e/o delle vibrazioni composte quando implicano la combinazione di più armoniche fondamentali (i.e.  $v_1 + v_2, v_1+v_2+v_3, v_1+v_2-v_3$ ).

Ad ogni armonica superiore o combinazione di vibrazioni fondamentali si osserva una diminuzione nell'intensità dello spettro variabile dal 30% al 100% (**Clark, 1981**).

Una molecola libera (condizione tipica dei gas) può avere movimenti rotatori o di stiramento (allungamenti-raccorciamenti). Nel caso in cui però la molecola è inserita in una struttura i movimenti sono condizionati e la libertà di movimento viene meno. Questi moti sono chiamati "moti di reticolo", seguono le stesse regole dei moti molecolari liberi e coinvolgono lunghezze d'onda poco energetiche, generalmente inferiori ai  $20\mu\text{m}$ .

Minerali contenenti gruppi  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{OH}^-$  o  $\text{H}_2\text{O}$ , (i.e. calcite, dolomite, gesso, berillo, jarosite, fillosilicati) mostrano sia gli assorbimenti vibrazionali fondamentali che le loro armoniche proprio nella regione del vicino e medio infrarosso ( $1\mu\text{m} - 2.5\mu\text{m}$ ) (**fig. 3.1**). I minerali silicatici o contenenti Si, Al o Mg legati all'ossigeno, presentano invece gli assorbimenti fondamentali nella regione dell'infrarosso termico, con le armoniche

superiori nella regione dell'infrarosso medio, al di sotto dei  $5\mu\text{m}$  (**fig. 3.2**) (**Clark et al., 1990a**).

L'infrarosso termico, come accennato nel **capitolo 2**, è una regione caratterizzata dall'emissione di radiazione percepita sotto forma di calore. La maggior parte dei solidi presenta caratteristiche spettrali diagnostiche in questa regione, tra cui si riconoscono le bande di restrahlen, associate a dei minimi di emissione, e le frequenze di Christiansen, associate a dei massimi di emissione (**fig. 3.2**) (i.e. **Hapke, 1993**).

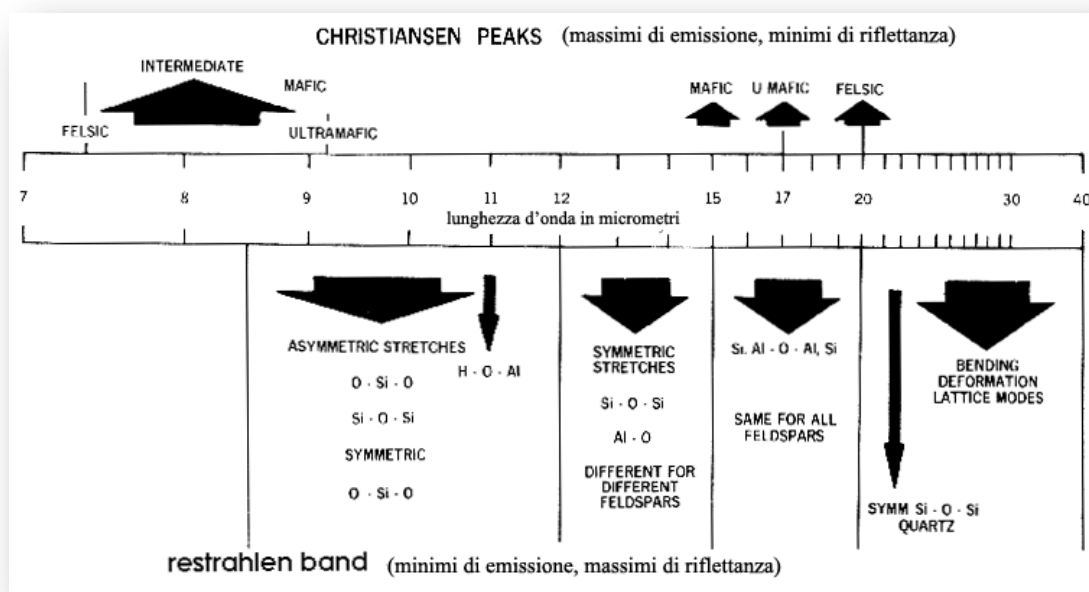


Figura 3.2. Diagramma degli assorbimenti dei silicate nella regione dell'infrarosso termico. Modificato da Hunt, 1982.

### 3.2. Metodologie analitiche

Al di là dell'analisi spettrale delle firme provenienti dalle immagini multispettrali del sensore ASTER, trattate nei **capitoli 6 e 7**, sono stati scelti alcuni campioni di rocce e minerali presenti nelle aree di studio su cui sono state effettuate delle misurazioni di riflettanza in laboratorio per evidenziare e confrontare gli assorbimenti diagnostici. Questa fase è stata aiutata dall'utilizzo di firme spettrali di rocce e minerali presenti in librerie spettrali messe a disposizione gratuitamente da diversi enti statunitensi (i.e. *Jet Propulsion Laboratory (JPL)*, *Johan Hopkins University (JHU)* and the *United States Geological Survey (USGS)*).

### 3.2.1 Analisi in laboratorio

Le analisi spettrofotometriche di laboratorio, su campioni di roccia e di superfici rocciose rappresentative, sono state realizzate utilizzando diversi strumenti di misura, tra cui:

- Spettrometro *Perkin Elmer Lambda19*, in dotazione al CNR di Sesto Fiorentino (campioni Marocco).  
Si tratta di uno spettrofotometro a doppio raggio e doppio monocromatore con sfera integratrice che misura la riflettanza emisferica nelle lunghezze d'onda comprese tra l'ultravioletto (350nm) e l'infrarosso medio (2500nm) con passo di campionamento di 1nm.
- Spettrometro *Fieldspec Pro*, in dotazione al CNR – IREA (Istituto per il rilevamento elettromagnetico dell'ambiente) di Milano (campioni Marocco).  
Si tratta di uno spettrometro portatile montato in laboratorio su di un goniometro, che permette di acquisire misure di riflettanza bi-direzionali (350nm-2500nm), modificando i possibili angoli di emissione e acquisizione.
- Spettrometro *Varian Cary5000*, in dotazione al DEI (Dipartimento di Ingegneria dell'Informazione) dell'Università degli Studi di Padova (campioni Himalaya).  
Misura la riflettanza emisferica nelle lunghezze d'onda che vanno dall'ultravioletto (350nm) all'infrarosso medio (2500nm) con passo di campionamento di 1nm.

I campioni analizzati con gli spettrofotometri di laboratorio hanno dimensioni ridotte, di circa 3x3x1cm. L'area che in realtà viene indagata in una singola misurazione, corrisponde ad una finestra rettangolare di circa 1cm<sup>2</sup>. Per questo motivo sono stati analizzati gli spettri di ciascun campione in tre posizioni diverse, considerando così la firma media.

### 3.2.2 Librerie spettrali

Sono state scelte le firme spettrali di minerali presenti nelle litologie indagate e attivi spettroscopicamente nella regione che va dal visibile (0.35µm) all'infrarosso termico (14 µm), nelle seguenti librerie:

- **JPL (*Jet Propulsion Laboratory*)**  
Si tratta di una libreria spettrale gratuita, scaricabile dall'indirizzo internet **<http://asterweb.jpl.nasa.gov/specplib/>**, che contiene le firme spettrali e le analisi in XRD (diffrattometria a raggi X) di 160 minerali. Gli spettri in riflettenza emisferica, sono stati raccolti utilizzando uno spettrofotometro *Beckman UV-5240*, con un intervallo di campionatura di 1nm nelle lunghezze d'onda tra 0.4 e 0.8 $\mu$ m, e di 4nm nelle lunghezze d'onda tra 0.8 e 2.5  $\mu$ m (**Grove et al., 1992**).
- **JHU (*Johan Hopkins University*)**  
Si tratta di una libreria spettrale gratuita, scaricabile dall'indirizzo ftp **[rocky.eps.jhu.edu](ftp://rocky.eps.jhu.edu)**, che contiene numerosi spettri di materiali naturali (i.e. minerali, vegetali, rocce) e artificiali. L'elemento che distingue questa libreria dalle altre, è la presenza di spettri di minerali misurati in riflettenza bidirezionale (biconica – **Salisbury et al., 1991**), nell'intervallo spettrale tra l'infrarosso medio (2.08 $\mu$ m) e termico (15 $\mu$ m) che possono essere utilizzati come guida e confronto per le applicazioni di telerilevamento che coinvolgono spettrometri sensibili a lunghezze d'onda dell'infrarosso termico (i.e. ASTER TIR). Gli spettri di riflettenza sono stati misurati utilizzando uno spettrofotometro *Nicolet FTIR* con una precisione assoluta della misura di più o meno 3% (**Korb et al., 1996; Salisbury et al., 1991a, 1991b, 1994**).
- **USGS (*United States Geological Survey*)**  
Si tratta di una libreria spettrale gratuita, scaricabile dall'indirizzo internet **<http://speclab.cr.usgs.gov>**, che contiene le firme di riflettenza emisferica di 270 minerali. Gli spettri sono stati acquisiti per mezzo di uno spettrofotometro *Beckam*, nelle lunghezze d'onda dal visibile (0.395 $\mu$ m) al medio infrarosso (2.560 $\mu$ m) con una risoluzione spettrale rispettivamente di 0.2 nm e 0.5nm (**Clark et al, 1993; Christensen et al., 2000**).

### 3.3 Spettroscopia di minerali e superfici di alterazioni.

L'analisi delle firme spettrali di laboratorio ad alta risoluzione di singoli minerali è fondamentale per definire le caratteristiche delle principali fasi mineralogiche che

costituiscono le superfici analizzate. Queste conoscenze sono altresì indispensabili per una corretta interpretazione dei dati ottenuti da remoto.

Non tutti i minerali sono spettroscopicamente attivi nelle regioni spettrali considerate, per questo la relazione tra composizione mineralogica e firme spettrali non è immediata. Possiamo così raggruppare i minerali in categorie che tenendo conto delle diverse molecole e ioni coinvolti nei processi di assorbimento, consentono di mettere in relazione comportamento spettrale ed informazioni composizionali.

Poiché solitamente, le superfici degli affioramenti rocciosi non sono costituite solo da minerali puri o da aree monomineraliche ed inalterate, si è scelto di studiare anche il comportamento spettrale di fasi di alterazione di minerali primari e altri composti che vanno parzialmente a ricoprire la superficie rocciosa (vernice del deserto, vegetazione).

Le principali alterazioni delle fasi minerali primarie, producono fillosilicati appartenenti al gruppo delle argille. I processi di alterazione idrotermale e per opera di agenti esogeni che si sono riscontrati sulle superfici analizzate, si possono riassumere in:

- saussuritizzazione, un'alterazione che interessa i plagioclasti e li trasforma in un aggregato di minerali quali epidoto, zoisite, albite, calcite e scapolite;
- sericitizzazione, un'alterazione che interessa i feldspati in generale, trasformandoli in un fine aggregato di fillosilicati quali muscovite, illite e paragonite;
- cloritizzazione, un'alterazione che trasforma i silicati di alluminio, magnesio e ferro in minerali del gruppo delle cloriti.

Ulteriori fasi mineralogiche associate all'alterazione superficiale di rocce acide (granitiche) sono inoltre la pirofillite (dall'alterazione di feldspati e muscovite) ed il caolino (dall'alterazione dei feldspati).

Infine si sono studiati gli spettri della vegetazione ed in particolar modo dei licheni, riscontrati abbondantemente a ricoprire gli affioramenti rocciosi della zona Himalayana in studi (**capitolo 7**).

Ai fini della presente ricerca si sono prese in considerazione le firme spettrali dei principali minerali riscontrati nelle aree di studio (**fig. 3.3, fig. 3.4**) e riassunti nella **tabella 3.1**.

MINERALE	FAMIGLIA-GRUPPO	FORMULA CHIMICA	OCCORRENZA	RIFLETTANZA (%) BANDE ASTER (micrometri-banda)													
				0,6	0,7	0,8	1,7	2,2	2,2	2,3	2,3	2,4	8,3	8,6	9,1	10,7	11,3
ALBITE	Tetrasilicati	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	R.Ma. - R. Me. - R. Se.	87,5	88,6	91,2	90,3	88,3	86,8	87,8	87,2	86,3	8,0	8,3	5,9	3,7	2,9
ANORTITE	Tetrasilicati	CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	R.Ma. - R. Me.	79,5	82,2	84,1	81,4	83,1	82,7	82,8	83,4	83,5	1,9	3,4	2,5	4,1	3,1
AUGITE	Innosilicati	(Ca,Na)(Mg,Fe,Al,Ti)(Si,Al) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	R.Ma.	25,4	28,0	30,5	49,4	36,4	35,4	35,1	35,7	36,7	2,7	2,9	3,3	2,6	2,7
QUARZO	Tetrasilicati	SiO <sub>2</sub>	R.Ma. - R. Me. - R. Se.	75,4	76,9	78,8	80,4	81,1	80,6	80,6	81,0	80,9	10,1	10,0	11,3	1,8	1,4
BIOTITE	Filiosilicati	K(Mg,Fe) <sub>3</sub> (AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> )(F,OH) <sub>2</sub>	R.Ma. - R. Me. - R. Se.	10,8	11,2	11,8	24,2	41,7	42,9	44,1	42,6	43,1	1,7	1,1	3,6	2,5	2,4
ORNELENDIA	Inosilicati	(Ca,Na,K) <sub>2</sub> (Mg,Fe,Al) <sub>2</sub> (Si,Al) <sub>2</sub> Si <sub>6</sub> O <sub>22</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	R.Ma. - R. Me.	6,2	6,6	7,2	24,5	28,0	27,5	25,6	22,2	23,3	2,2	3,2	2,3	1,9	1,9
MUSCOVITE	Filiosilicati	KAl <sub>2</sub> (Si <sub>2</sub> Al) <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	R.Ma. - R. Me. - ALT (Fis, Ky)	54,4	56,8	60,8	83,8	66,4	47,5	61,3	53,0	48,0	4,7	14,6	17,0	6,8	6,6
ALMANDINO	Nesosilicati	Fe <sup>2+</sup> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	R. Me.	41,3	53,3	61,7	37,2	39,2	38,4	38,0	38,2	38,7	3,7	2,3	1,7	1,9	2,4
GROSSULARIA	Nesosilicati	Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	R. Me.	24,1	44,8	58,3	57,8	61,0	58,3	55,1	53,0	50,3	3,4	2,4	0,9	3,7	1,9
CALCITE	Carbonati	CaCO <sub>3</sub>	R. Se.	94,2	94,6	95,5	95,5	87,8	87,5	75,9	63,9	79,6	5,8	6,4	9,0	9,5	5,8
DOLOMITE	Carbonati	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	R. Se.	80,2	84,2	85,9	88,5	85,5	82,8	72,8	71,3	78,7	1,4	1,6	1,9	2,7	3,5
STAUROLITE	Nesosilicati	(Fe,Mg,Zn) <sub>2</sub> (Al,Fe,Ti) <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (Si,Al) <sub>4</sub> (OH) <sub>2</sub>	R. Me.	12,7	17,8	20,6	7,3	6,7	6,8	6,8	6,7	6,6	0,7	0,4	1,8	4,1	3,2
PIRITE	Solfuri	FeS <sub>2</sub>	R. Me. - R. Se.	10,1	10,7	10,2	8,0	7,6	7,6	7,8	7,7	7,8	4,4	4,1	4,2	3,2	3,4
CIANITE	Nesosilicati	Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>	R. Me.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	4,1
GOETHITE	Idrossidi	Fe <sup>3+</sup> O(OH)	ALT	13,4	21,4	26,3	58,4	47,1	45,3	43,8	40,1	37,0	4,2	3,6	3,4	3,9	4,3
ILMENITE	Ossidi	Fe <sup>2+</sup> TiO <sub>3</sub>	R.Ma. - R. Me.	5,4	5,6	6,1	6,1	6,6	6,6	6,7	6,8	6,8	3,9	3,8	3,7	3,1	2,7
EMATITE	Ossidi	Fe <sup>3+</sup> O <sub>3</sub>	R.Ma. - R. Me. - ALT	5,4	20,7	27,3	83,4	82,2	81,3	80,2	78,8	77,0	8,0	7,8	7,5	7,1	6,9
JAROSITE	Solfato idrato	KFe <sup>3+</sup> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>6</sub>	ALT	42,2	62,4	52,9	75,4	60,5	57,0	53,0	57,3	53,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PIROFILLITE	Filiosilicati	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>	ALT (Ky-Msc-Fis)	64,3	70,5	80,0	91,6	42,5	59,5	55,9	43,0	41,8	12,4	16,1	11,9	5,1	4,8
CLORITE	Filiosilicati	(Mg,Fe) <sub>3</sub> (Si,Al) <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> (Mg,Fe) <sub>3</sub> (OH) <sub>6</sub>	ALT (Px-An,Bt)	22,0	18,3	19,2	49,1	60,9	53,9	36,5	28,4	34,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
PARAGONITE	Filiosilicati	NaAl <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> [AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ]	ALT Sercite (Fis, Miche)	57,0	64,1	69,5	79,1	53,2	47,9	58,9	47,4	43,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ILLITE	Filiosilicati	(K,H <sub>3</sub> O)(Al,Mg,Fe) <sub>2</sub> (Si,Al) <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub> (H <sub>2</sub> O)	ALT (Sericite, Fis, Msc)	59,6	63,8	65,7	61,0	44,6	37,0	46,8	39,7	37,3	5,1	11,8	13,1	8,3	7,9
EPIDOTO	Sorosilicati	Ca <sub>2</sub> (Fe,Al) <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (OH)	R.Ma.-R. Me.-ALT(Saussurite)Fis,Miche,Px,Anf,Grt	25,9	28,7	37,8	58,1	62,6	59,1	47,1	32,6	51,1	0,6	1,7	1,7	1,2	1,5
ZOISITE	Sorosilicati	Ca <sub>2</sub> Al <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (OH)	R.Ma.-R. Me.-ALT (Saussurite - Pl)	25,5	48,5	34,7	60,2	72,8	70,3	60,4	49,8	52,5	1,0	6,8	5,3	7,3	6,0
CAOLINITE	Filiosilicati	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub> (OH) <sub>4</sub>	ALT (Fis e silicati di Al)	75,4	76,9	78,8	79,1	36,1	35,3	41,8	35,3	32,3	0,4	1,3	0,5	0,4	1,0

Tabella 3.1. Tabella riassuntiva dei minerali considerati e relativi valori di riflettanza nelle bande ASTER in seguito al ricampionamento. R.Ma. = rocce magmatiche; R.Me. = rocce metamorfiche; R.Se. = rocce sedimentarie; ALT. = minerale di alterazione.

### 3.3.1. Minerali

Le principali bande di assorbimento che interessano la regione del visibile e vicino infrarosso dei minerali, trovano origine nei processi elettronici, legati perlopiù alla presenza di elementi metallici di transizione (i.e. Fe, Cr, Ti, V, Mn). I minerali maggiormente attivi in questa regione spettrale sono i silicati più femici (i.e. pirosseni-biotite) e gli ossidi/idrossidi contenenti metalli e solfati (**tab. 3.1**).

Per quanto riguarda i pirosseni, si può osservare come la variazione nella risposta spettrale sia strettamente legata alla composizione e alle caratteristiche strutturali (**Cloutis & Gaffey, 1991**). Ai fini del presente lavoro si è scelto però di studiare il clinopirosseno più comune, ovvero l'augite (**tab. 3.1, fig. 3.3**). La firma spettrale dell'augite, mostra una banda di assorbimento tra 0.95 $\mu\text{m}$  e 1 $\mu\text{m}$  dovuta ai trasferimenti di carica del  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti M1 e M2 e del  $\text{Fe}^{3+}$  nei siti M2 (**Straub et al., 1991; Cloutis et al., 2002**). Gli ortopirosseni mostrano invece due bande di assorbimento, rispettivamente tra circa 0.9 $\mu\text{m}$  e 1 $\mu\text{m}$  e tra 1.8 $\mu\text{m}$  e 1.9 $\mu\text{m}$ , associate alla transizione del campo cristallino dello ione  $\text{Fe}^{2+}$ , che occupa il sito più distorto M2 (**Bancroft & Burns, 1967; Cloutis & Gaffey, 1991, Straub et al., 1991**). Per una più completa trattazione dei pirosseni si rimanda alla tesi di dottorato di **Carli, 2009 (Carli & Sgavetti, 2010)**.

La famiglia degli anfiboli che nel gruppo degli inosilicati si distingue per essere composta da fasi idrate, mostra di conseguenza il picco dell'OH a 1.44 $\mu\text{m}$ . La firma spettrale degli anfiboli ha inoltre delle bande di assorbimento nella regione del medio infrarosso, tra 2.2 $\mu\text{m}$  e 2.4 $\mu\text{m}$ , in funzione della presenza di legami Fe-OH e Mg-OH, ed un ampio assorbimento nella regione del visibile dato dalla presenza di transizioni elettroniche del  $\text{Fe}^{2+}$  o  $\text{Fe}^{3+}$  (**fig. 3.3 - orneblenda**).

Gli spettri degli ossidi e idrossidi di ferro (i.e. ematite, ilmenite, goethite, limonite, jarosite - **fig. 3.4, tab. 3.1**) mostrano un andamento molto simile, dovuto in parte agli stessi processi di assorbimento dei trasferimenti di carica dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  o  $\text{Fe}^{3+}$  nelle lunghezze d'onda tra 0.3 $\mu\text{m}$  e circa 1 $\mu\text{m}$ . Se sono presenti ossidrili o acqua, si riscontrano le rispettive bande di assorbimento, come ad esempio a circa 1.4 $\mu\text{m}$  e 1.9 $\mu\text{m}$  nella limonite o nella jarosite. Quest'ultima è ben riconoscibile dalle altre per la presenza di un picco a 2.27 $\mu\text{m}$ , dovuto principalmente alle vibrazioni rotazionali del legame Fe-OH. Ossidi e idrossidi di Fe e Mn costituiscono la vernice del deserto, una patina di origine biochimica che interessa le superfici rocciose esposte negli ambienti desertici. Il colore da rosso cupo a nero della vernice del deserto, riflette la sua



composizione, ed è dovuto principalmente agli assorbimenti dei trasferimenti di carica dello ione Fe. La firma spettrale della vernice del deserto ha infatti una bassa riflettanza ed un andamento del tutto simile a quello dei suoi costituenti (**fig. 3.4**).

Le principali bande di assorbimento che interessano la regione dell'infrarosso vicino e medio dei minerali, trovano principalmente origine nei processi vibrazionali dell'acqua ( $H_2O$ ), dello ione idrossido ( $OH^-$ ) e del carbonato ( $CO_3^{2-}$ ). Poiché la molecola d'acqua è costituita da tre atomi ( $N=3$ ), applicando l'**equazione 3.1** si ottengono tre vibrazioni fondamentali: uno stiramento dei legami tra ossigeno ed idrogeno simmetrico ( $\nu_1=3.106\mu m$  – acqua liquida) ed uno asimmetrico ( $\nu_3=2.903\mu m$  – acqua liquida) più una rotazione dei legami H-O-H ( $\nu_2=6.079\mu m$  – acqua liquida). Nel passaggio dallo stato libero (gassoso) a liquido e poi solido (ghiaccio) si osserva un progressivo spostamento dei principali assorbimenti verso lunghezze d'onda più lunghe, dovuta all'aumento di interazioni con le molecole vicine (**Hunt & Salisbury, 1970**). Gli spettri di riflettanza dei minerali idrati (**fig. 3.3, fig. 3.4**) mostrano le armoniche composte della molecola acqua nella regione dell'infrarosso. In particolare la prima si riscontra a circa  $1.4\mu m$  e risulta dalla composizione delle vibrazioni di stiramento ( $\nu_1$  e  $\nu_3$ ) dei legami O-H. Segue l'assorbimento a  $1.9\mu m$  che risulta dalla composizione di tutte e tre i modi di vibrare fondamentali.

L'ossidrile ( $OH^-$ ) costituisce una molecola lineare composta di due atomi, di conseguenza ha un solo modo di vibrare (eccezione dell'**equazione 3.1**), a circa  $2.78\mu m$  ( $\nu_1$ ), dovuto ai moti di stiramento del legame tra ossigeno ed idrogeno. La prima armonica superiore si localizza a  $1.4\mu m$  ( $2\nu_1$ ), mentre la seconda a  $0.95\mu m$  ( $3\nu_1$ ) (**Adams, 1975; Hunt, 1977, 1979**).

Se nello spettro di riflettanza di un minerale è presente solo l'assorbimento a  $1.4\mu m$ , significa che è presente solo l'ossidrile (caolinite – **fig. 3.4**). Gli assorbimenti principali dei minerali contenenti gruppi OH si collocano a lunghezze d'onda maggiori di  $2.7\mu m$  (**Clark et al., 1990, 1999**) che non sono state prese in considerazione nel presente lavoro, poiché questa regione dello spettro elettromagnetico è soggetta a forti assorbimenti atmosferici principalmente ad opera delle molecole di ossigeno ( $O_2$ ), anidride carbonica ( $CO_2$ ) ed acqua ( $H_2O$ ). Lo ione ossidrile si trova in diversi siti cristallografici ed in minerali quali i fillosilicati, dove è tipicamente legato ad uno ione metallico. Gli assorbimenti dovuti alla presenza di legami tra metallo e OH sono

### 3. Spettroscopia

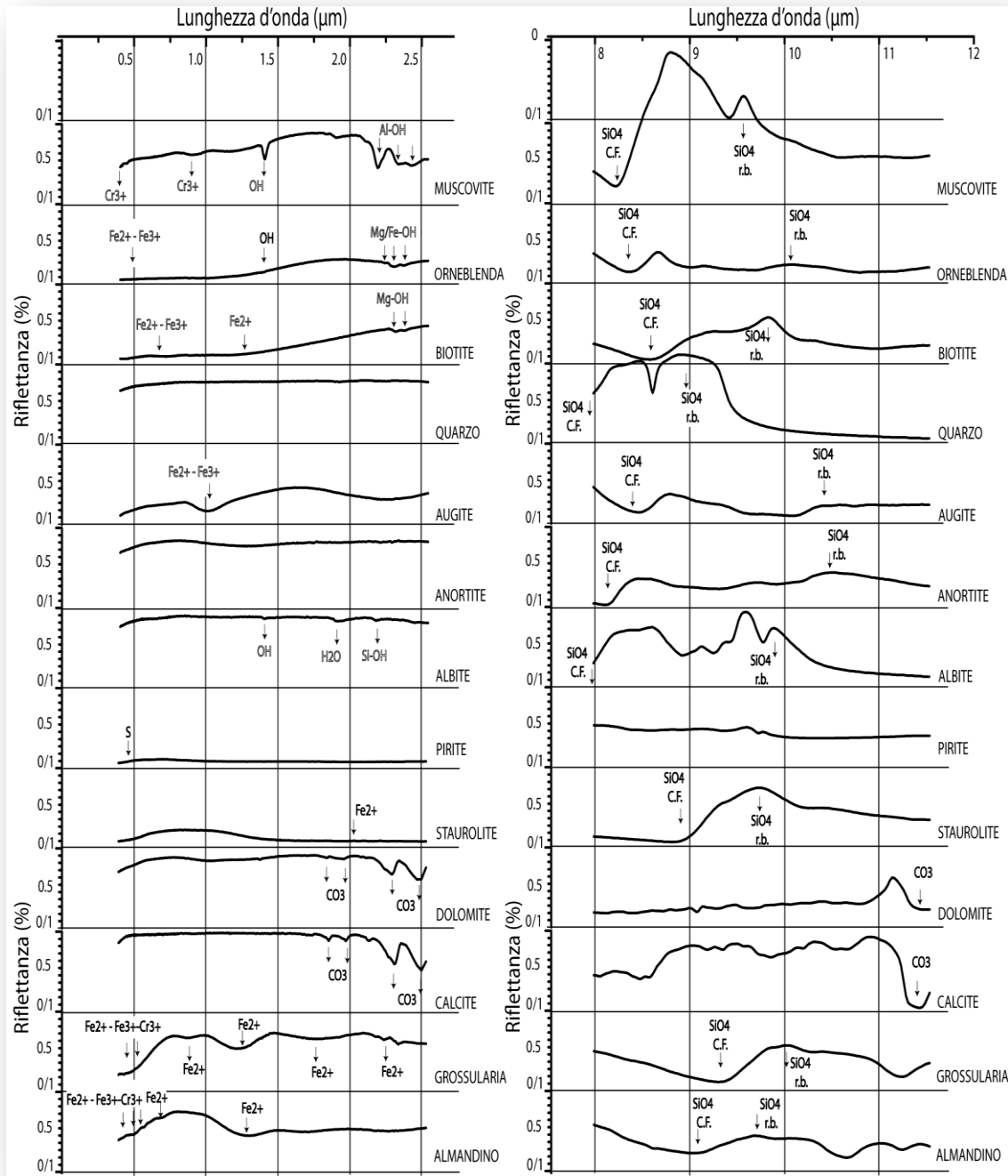


Figura 3.3. Spettri di riflettanza dei principali minerali primari (tab. 3.1). C.F. = Christensen frequency; r.b. = restrahlen band.

presenti nella regione del termico a circa 10μm, dove si sovrappongono al più forte assorbimento vibrazionale del legame Si-O dei silicati.

Le combinazioni degli assorbimenti dovuti alle vibrazioni rotazionali del legame metallo-OH e allo stiramento dello stesso ossidrilico (OH) si collocano nell'intervallo tra 2.2μm e 2.3μm. Questo intervallo, coperto dalle bande ASTER 5, 6, 7 ed 8, è

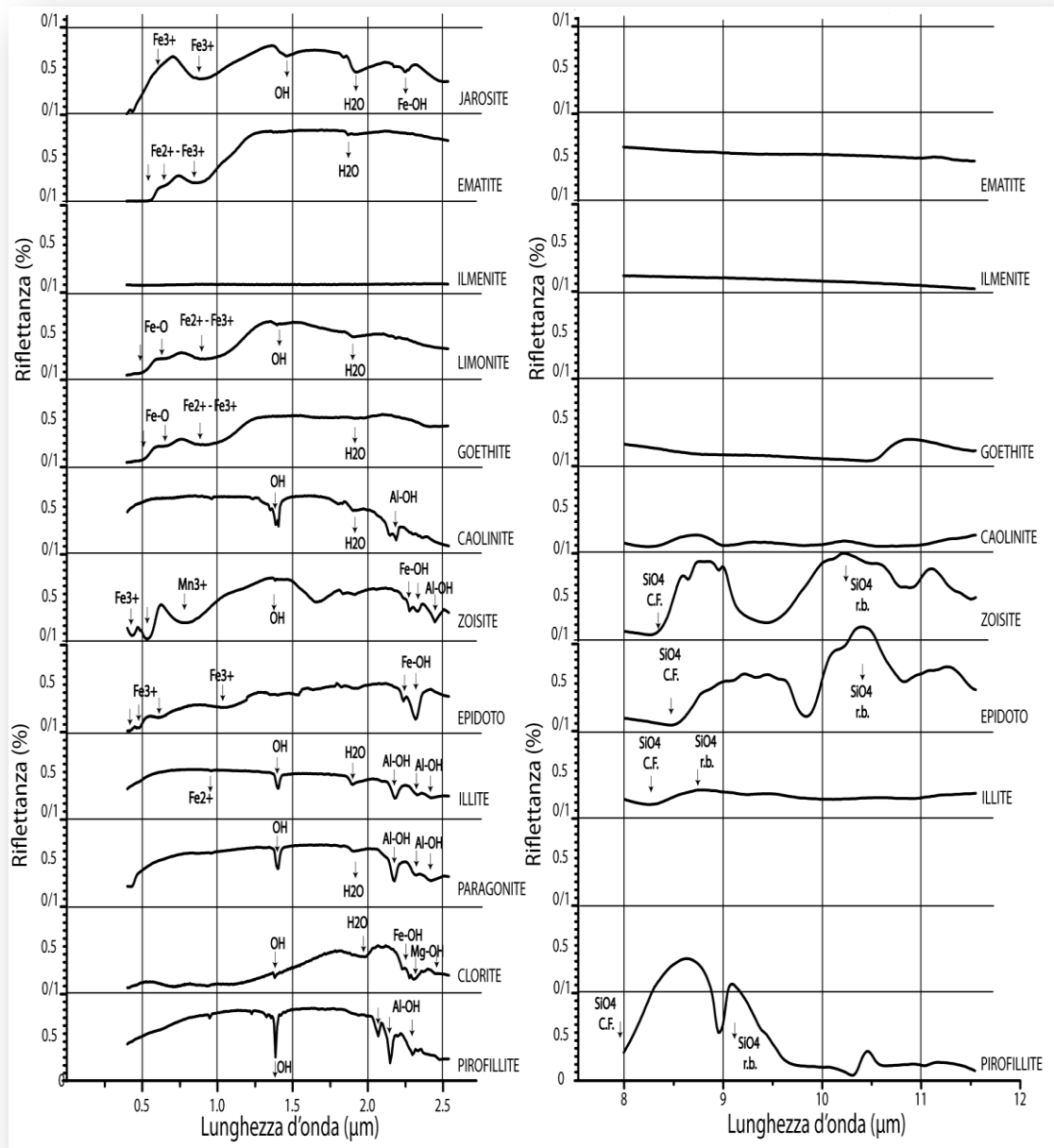


Figura 3.4. Spettri di riflettanza dei principali minerali accessori e di alterazione (tab. 3.1). C.F. = *Christensen frequency*; r.b. = *restrahlen band*.

diagnostico per la distinzione di fillosilicati contenuti Al-OH (2.20-2.23 $\mu\text{m}$ ), Fe-OH (2.25-2.29 $\mu\text{m}$ ) e Mg-OH (2.30-2.35 $\mu\text{m}$ ) (Farmer, 1974 - fig. 3.3, fig. 3.4). Le muscoviti con basso contenuto in ferro ed alto in alluminio mostrano un forte assorbimento a 2.2 $\mu\text{m}$  e due secondari, rispettivamente a 2.345 $\mu\text{m}$  e 2.44 $\mu\text{m}$ , dovuti alle vibrazioni dei legami Al-OH (Vedder, 1964; Duke, 1995).

Diversamente, la biotite si distingue per due assorbimenti dovuti alle vibrazioni dei legami Mg-OH rispettivamente a 2.33 $\mu\text{m}$  e 2.39 $\mu\text{m}$  ed un forte assorbimento a 0.72 $\mu\text{m}$  dato dalle transizioni degli ioni  $\text{Fe}^{2+}$  ed  $\text{Fe}^{3+}$  nel reticolo cristallino (**fig. 3.3**).

In tutti i fillosilicati è inoltre presente l'armonica superiore del gruppo OH<sup>-</sup> a circa 1.4 $\mu\text{m}$ . L'unica eccezione è data dalla biotite, dove l'assorbimento è coperto da quello più intenso del ferro a circa 1.25 $\mu\text{m}$ .

La clorite, un minerale tipicamente presente nelle alterazioni dei silicati di alluminio magnesio e ferro, presenta le stesse figure di assorbimento della biotite, dovute ai legami Mg-OH tra 2.30 $\mu\text{m}$  e 2.36 $\mu\text{m}$ . Tuttavia, si distingue anche per la presenza degli assorbimenti caratteristici dei legami Fe-OH (2.25 $\mu\text{m}$ ) ed Al-OH (2.2 $\mu\text{m}$ ) (**fig. 3.3, fig. 3.4**).

Nella medesima regione dello spettro elettromagnetico anche i carbonati mostrano assorbimenti diagnostici in questa regione, dovuti ai modi vibrazionali dello ione planare carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ). Lo ione carbonato è costituito da quattro atomi (N=4), conseguentemente risulta avere sei vibrazioni fondamentali: uno stiramento carbonio e ossigeno simmetrico ( $\nu_1=9.407\mu\text{m}$ , non attivo nei minerali) ed uno asimmetrico ( $\nu_3=7.067\mu\text{m}$ ) più una rotazione sul piano dello ione ( $\nu_4=14.7\mu\text{m}$ ) ed una fuori dal piano ( $\nu_2=11.4\mu\text{m}$ ). Le altre due vibrazioni fondamentali ( $\nu_5$  e  $\nu_6$ ) degenerano con i modi vibrazionali dovuti alle rotazioni sul piano ( $\nu_4$ ) e fuori dal piano ( $\nu_2$ ) molecolare. Le combinazioni delle vibrazioni fondamentali danno luogo a caratteristici assorbimenti nella zona del medio infrarosso (SWIR). I principali si collocano tra 2.5 $\mu\text{m}$  e 2.55 $\mu\text{m}$  ( $\nu_1+2\nu_3$ ), tra 2.3 $\mu\text{m}$  e 2.35 $\mu\text{m}$  ( $3\nu_3$ ), mentre i secondari tra 2.12 $\mu\text{m}$  e 2.16 $\mu\text{m}$  ( $\nu_1+2\nu_3+\nu_4$  o  $3\nu_1+2\nu_4$ ), tra 1.97 $\mu\text{m}$  e 2 $\mu\text{m}$  ( $2\nu_1+2\nu_2$ ) e tra 1.85 $\mu\text{m}$  e 1.87 $\mu\text{m}$  ( $\nu_1+3\nu_3$ ) (**Hunt & Salisbury, 1971; Gaffey, 1986, Gaffey et al., 1993**). La posizione delle bande di assorbimento varia in funzione della composizione (i.e. calcite vs. dolomite - **fig. 3.3**). In particolare la calcite, nella regione spettrale considerata, presenta il massimo assorbimento vibrazionale dello ione carbonato a circa 2.35 $\mu\text{m}$ , mentre la dolomite a circa 2.3 $\mu\text{m}$  (**Pontual et al., 1997**). Nei carbonati questo assorbimento è asimmetrico, risultando così ben distinguibile da quello presente alle stesse lunghezze d'onda nei fillosilicati contenenti Mg-OH, come ad esempio la clorite.

Per quanto riguarda i granati sono stati presi in considerazione due termini estremi delle due serie isomorfe: pirlaspiti (almandino) e ugranditi (grossularia). L'almandino è stato scelto poiché si trova frequentemente in rocce scistose sottoposte a metamorfismo regionale (HHC, Himalaya) mentre la grossularia perché si forma prevalentemente in

rocce ricche di calcio ed affette da metamorfismo di contatto, quindi in vicinanza di intrusioni granitiche in rocce sedimentarie carbonatiche (HHG-TSS, Himalaya). Le firme spettrali di grossularia ed almandino mostrano caratteristiche molto simili (**fig. 3.3**). Nel migliore dei casi si distinguono tre principali bande di assorbimento nella regione dell'infrarosso vicino e medio, legate alle transizioni elettroniche del  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti a coordinazione ottaedrica. Queste si trovano rispettivamente a  $1.26\mu\text{m}$ ,  $1.66\mu\text{m}$  e  $2.22\mu\text{m}$  (**Manning, 1967**). L'unica chiara distinzione tra grossularia ed almandino può essere fatta nel visibile, dove sovrapposto ad un generale assorbimento verso le più corte lunghezze d'onda, l'almandino mostra delle strette bande date dalle transizioni elettroniche del  $\text{Fe}^{2+}$ , elemento presente in abbondanti quantità nel minerale. Gli assorbimenti della grossularia nella regione del visibile-vicino infrarosso sono dovuti alla presenza di  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  e  $\text{Cr}^{3+}$ . Tuttavia questi elementi costituiscono impurità o termini intermedi all'interno della serie e vanno quindi a discostare la composizione del minerale analizzato dal termine "puro" estremo.

Altri minerali come ad esempio il quarzo e i feldspati non mostrano particolari assorbimenti nelle regioni del visibile, vicino e medio infrarosso, ad eccezione dell'albite in **figura 3.3**, che presenta caratteristici assorbimenti vibrazionali a  $1.4\mu\text{m}$  ed  $1.9\mu\text{m}$ , dati dalla presenza di ossidrilici in difetti puntuali ed associati ad una piccola armonica superiore che si manifesta con una banda di assorbimento a circa  $2.22\mu\text{m}$  (**Cordier & Doukhan, 1991**).

La grande famiglia dei silicati, ed in particolar modo quei silicati senza assorbimenti diagnostici nella regione del visibile e vicino-medio infrarosso, presenta importanti assorbimenti nella regione dell'infrarosso termico ( $8-11\mu\text{m}$ ), legati alle vibrazioni fondamentali dei legami tra silicio ed ossigeno nei tetraedri  $\text{SiO}_4^{2-}$  (**fig. 3.2**).

In **figura 3.5**, dove vengono messi in relazione l'indice di rifrazione ( $n$ ) ed il coefficiente di estinzione ( $K$ ) del quarzo, si nota che l'indice di rifrazione decresce fino ad un minimo ( $8.5\mu\text{m}$ ) per poi risalire rapidamente fino a raggiungere un massimo, chiamato banda di restrahlen ( $9.0\mu\text{m}$ ). Questo comportamento è dovuto all'assorbimento della vibrazione fondamentale di stiramento della molecola tetraedrica  $\text{SiO}_4$  ( $\nu_1$ ). Anche la combinazione dell'indice di rifrazione e del coefficiente di estinzione dà luogo a massimi di riflettanza, come ad esempio quello a  $8.2\mu\text{m}$  (**fig. 3.6**). La posizione del minimo, o più precisamente quando il valore dell'indice di rifrazione vale 1, è chiamata frequenza di Christensen (**Hapke, 1993**).

### 3. Spettroscopia

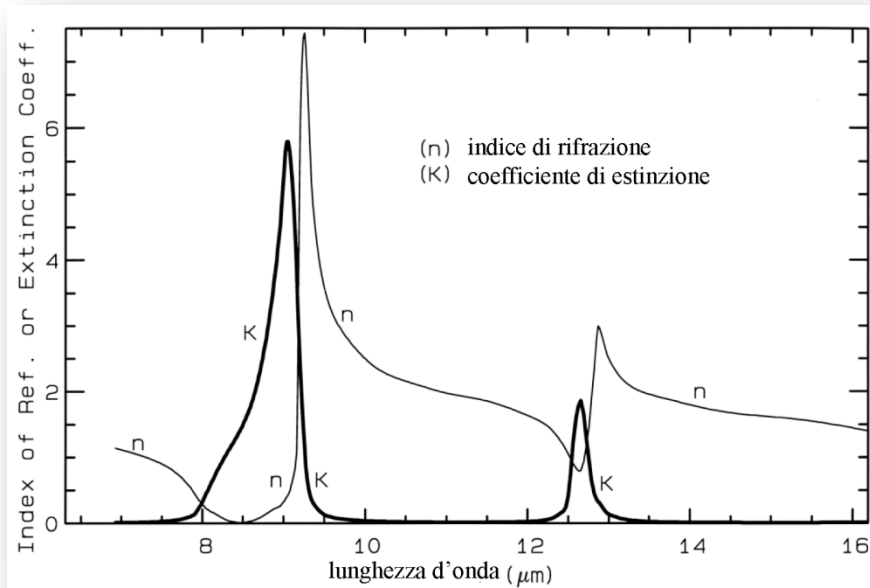


Figura 3.5. Andamento delle costanti ottiche del quarzo nella regione dell'infrarosso termico (7-16μm). Modificato da Spitzer & Klienman, 1960.

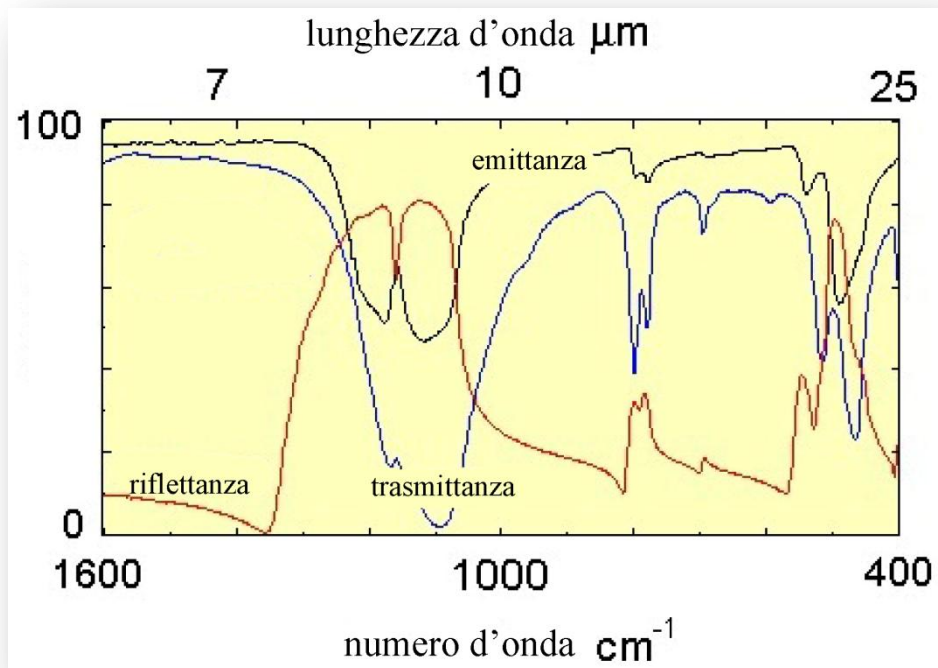


Figura 3.6. Andamento di emittanza, riflettanza e trasmittanza del quarzo nella regione dell'infrarosso termico (5-25μm).

Osservando la posizione delle bande di restrahlen in funzione dell'organizzazione strutturale delle catene dei tetraedri di silicio, si osserva uno spostamento non continuo da circa  $9\mu\text{m}$  per le catene più complesse (i.e. tecto-silicati, tra cui quarzo), sino a circa  $11.5\mu\text{m}$  per le catene più semplici (i.e. soro e neso-silicati, tra cui granati ed epidoti). Nei silicati quindi, la posizione del massimo di riflettanza legato alla banda di restrahlen ( $\nu_1$ ), può quindi essere vista come un indice del grado di polimerizzazione del minerale studiato.

Anche la posizione dei minimi legati alle frequenze di Christiansen è legata a caratteristiche cristallografiche, in particolar modo al contenuto in silice ( $\text{SiO}_2$ ) (**fig. 3.2**). Le lunghezze d'onda del minimo di Christiansen aumentano infatti da circa  $7\mu\text{m}$  a  $9.5\mu\text{m}$  con la diminuzione del contenuto in silice (**fig. 3.2, fig. 3.3, fig. 3.4**) (**Christensen et al., 2000; Watanabe & Matsuo, 2003; Elachi et al., 2006**).

E' comunque importante notare che le relazioni tra le caratteristiche spettrali dei silicati nella regione dell'infrarosso termico considerata, con la tipologia di silicato o il contenuto in silice, non seguono una regola ben precisa, facendo delle eccezioni la norma.

### 3.3.2. Vegetazione

Gli spettri della vegetazione possono essere suddivisi in due categorie estreme: vegetazione verde ed umida (fotosintesi attiva) e vegetazione secca (fotosintesi non attiva) (**fig. 3.7**). La differenza principale tra le due categorie è la predominanza degli assorbimenti dei pigmenti fogliari (visibile) e dell'acqua (infrarosso medio) nella prima e delle sostanze organiche che costituiscono "l'ossatura" dei vegetali, quali lignina, cellulosa ed azoto, nella seconda. Le curve di riflettanza della vegetazione, pur apparendo simili per il fatto che sono costituite dagli stessi componenti, mostrano una certa variabilità in funzione di molti fattori quali il tipo di vegetazione, la sua densità, lo stadio fenologico e fito-sanitario, il contenuto in umidità, etc.

Gli spettri della vegetazione secca, tipici della stagione invernale nell'emisfero boreale sono molto simili a quelli del suolo nudo (**fig. 3.7**), che così crea delle complicazioni nell'interpretazione di immagini multispettrali - iperspettrali.

La vegetazione "umida", con fotosintesi attiva, mostra assorbimenti nella regione spettrale del visibile, vicino e medio infrarosso, regolati rispettivamente dal contenuto e tipo di pigmenti fogliari (i.e. clorofilla, xantofilla e carotene), dalla struttura fogliare e dal contenuto in acqua.

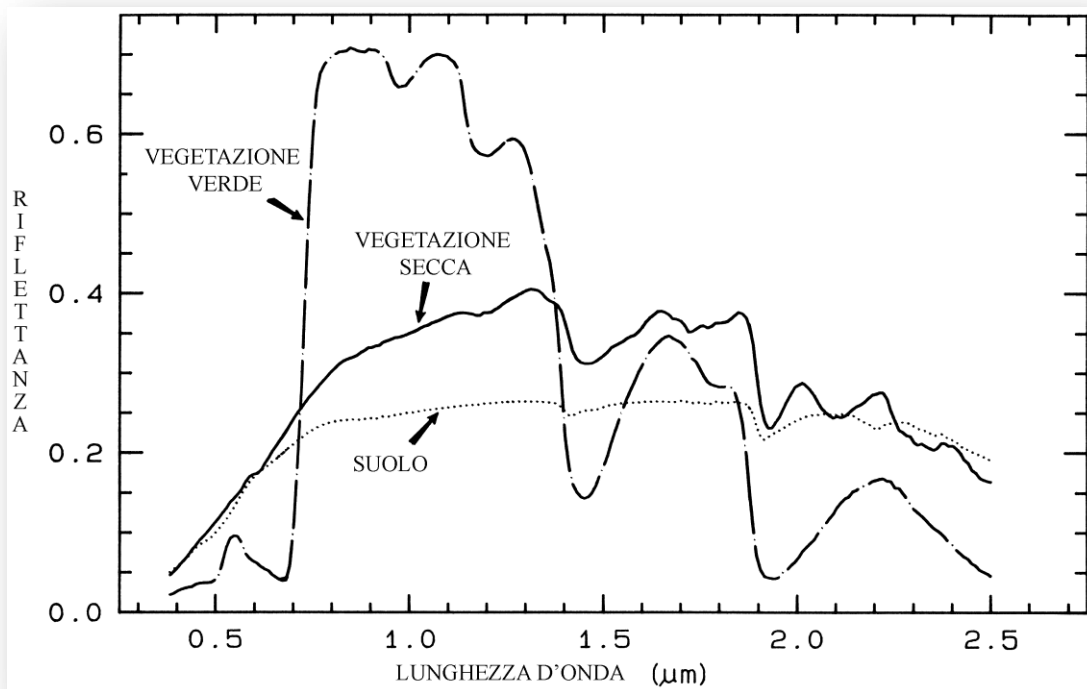


Figura 3.7. Confronto delle firme spettrali di vegetazione verde, secca e suolo nella regione del visibile, vicino e medio infrarosso.

Gli spettri di riflettenza dei licheni campionati nella regione Himalayana, appartenenti a specie acidofile (fig. 3.8) cresciute su substrati granitici, mostrano un generale assorbimento nella regione del visibile e vicino infrarosso dato dalla presenza di pigmenti fotosintetici. In particolare, si riconosce una banda stretta a  $0.65\mu\text{m}$ , data dal picco di assorbimento della clorofilla. Sono inoltre ben visibili gli assorbimenti a  $1.4\mu\text{m}$  e  $1.9\mu\text{m}$  che indicano la presenza d'acqua all'interno delle strutture cellulari, e delle bande nella regione dell'infrarosso medio, tra  $2.2\mu\text{m}$  e  $2.3\mu\text{m}$  attribuibili alle sostanze organiche che costituiscono la struttura del lichene (Théau & Dugay, 2004; Nordberg & Allard, 2002; Ager & Milton, 1987).



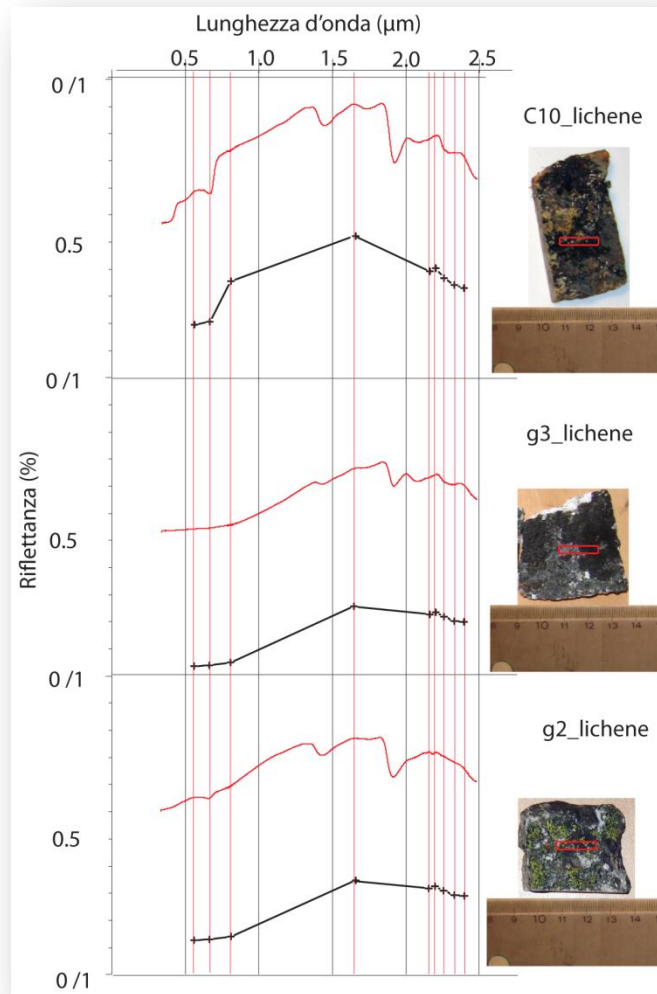


Figura 3.8. Spettri di riflettanza di licheni ad alta risoluzione (linea rossa) e ricampionati alla risoluzione ASTER (linea nera).

### 3. Spettroscopia

## 4. Dati ASTER e *pre-processing*

Le procedure di *pre-processing* sono dei passaggi fondamentali per ottenere delle immagini corrette dal punto di vista radiometrico e geometrico, in modo da poter poi analizzarle comparandole con altri dati spettrali provenienti da altre fonti quali radiometri satellitari e spettrofotometri da laboratorio o di campagna.

### 4.1. ASTER

In questo lavoro sono state utilizzate prevalentemente immagini satellitari di livello 1a del sensore multispettrale ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Si tratta di uno strumento realizzato grazie alla collaborazione tra EOS (*Earth Observing System*) - NASA, METI (*Japan's Ministry of Economy, Trade and Industry*) ed ERDSDAC (*Japan's Earth Remote Sensing Data Analysis Center*). ASTER è montato sul satellite TERRA che orbita a 708 Km di altezza dal dicembre 1999.

radiometro	risoluzione spaziale	banda	lunghezza d'onda (nm)	numero d'onda (1/cm)	ampiezza di banda (nm)	S/N - segnale rumore
VNIR	15 m	1	556	17,986	90	$\geq 140\%$
		2	661	15,129	60	$\geq 140\%$
		3	807	12,392	100	$\geq 140\%$
SWIR	30 m	4	1656	6039	92	$\geq 140\%$
		5	2167	4615	35	$\geq 54\%$
		6	2208	4529	40	$\geq 54\%$
		7	2266	4413	47	$\geq 54\%$
		8	2336	4281	70	$\geq 70\%$
TIR	90 m	9	2400	4167	68	$\geq 54\%$
		10	8291	1206	344	$\leq 0.3$ K
		11	8634	1158	347	$\leq 0.3$ K
		12	9075	1102	361	$\leq 0.3$ K
		13	10,657	938	667	$\leq 0.3$ K
		14	11303	885	593	$\leq 0.3$ K

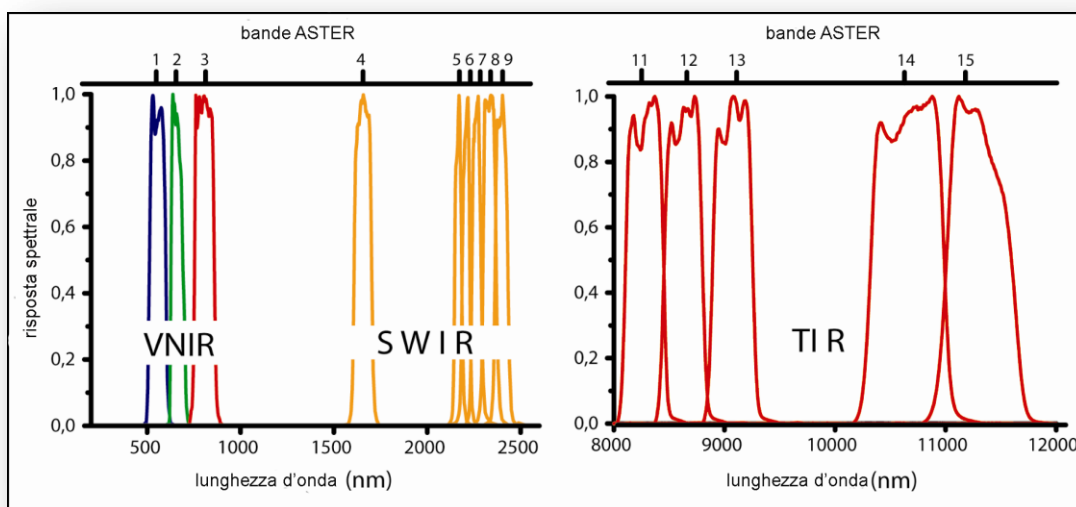
Tabella 4.1. Specifiche tecniche dei radiometri del sensore ASTER. Modificato da Abrams et al. 2002.

Il sensore è dotato di 3 radiometri che raccolgono informazioni sulla radiazione riflessa o emessa in 14 bande spettrali: 3 nel visibile e vicino infrarosso (risoluzione di

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

15m/pixel), 6 nell'infrarosso medio (risoluzione di 30m/pixel) e 5 nell'infrarosso termico (risoluzione di 90m/pixel) (**tab. 4.1**). Una singola immagine ASTER ha uno *swath* (copertura areale sulla superficie terrestre) di 60Km<sup>2</sup>. ASTER ha inoltre un telescopio inclinato che gli consente di registrare una stereocoppia della banda 3 nel NIR, utile per l'estrazione di DEM.

In **figura 4.1** è mostrata la risposta spettrale di ciascuna banda ASTER in funzione delle diverse lunghezze d'onda. Queste funzioni sono state utilizzate per ricampionare le firme di laboratorio (iperspettrali, circa 2000 bande) alla risoluzione del sensore ASTER (multispettrale, 14 bande).



**Figura 4.1.** Risposta spettrale delle 14 bande ASTER.

Le immagini ASTER di livello 1a (AST\_L1a) vengono distribuite dal “*Land Processes Distributed Active Archive Center*” (LPDAAC) con il nome di “*Reconstructed Unprocessed Instrument Data*”. Si tratta di file con estensione .hdf (*Hierarchical Data Format*), dove sono archiviate le informazioni della radianza nelle diverse bande, misurata in *Digital Number* (DN), e le rispettive tabelle dei coefficienti di correzione geometrica e radiometrica.

#### 4.2. ASTER data *pre-processing*

Il dato ASTER è stato preprocessato utilizzando gli *step* riassunti nello schema di **figura 4.2** e spiegati di seguito.

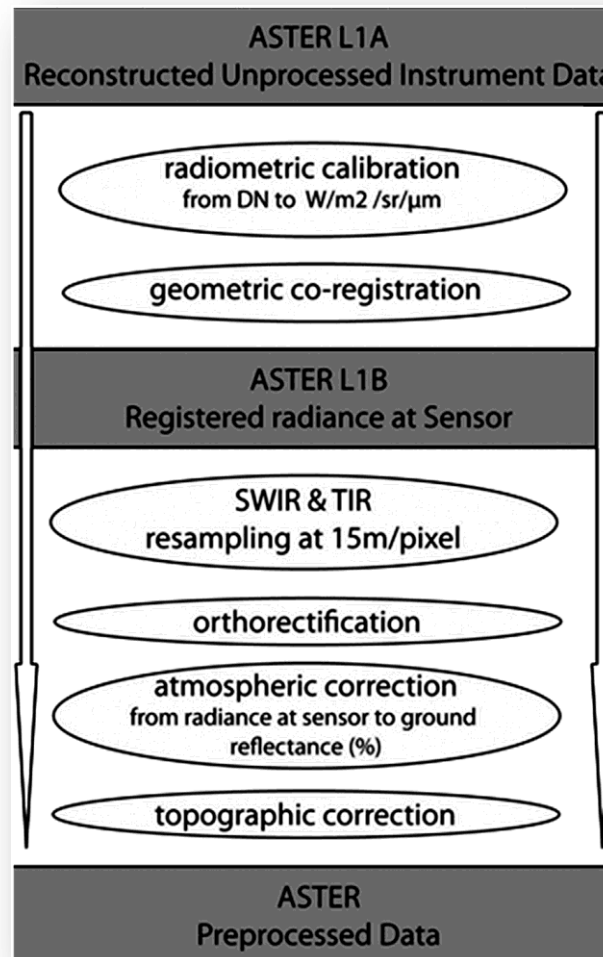


Figura 4.2. Sintesi degli *step* di *pre-processing*.

##### 4.2.1. Calibrazione radiometrica

Le immagini ASTER di livello 1a contengono i DN di ogni banda, quantizzati in 8bit nelle bande del VNIR e SWIR ed in 12bit nelle bande del TIR. Per convertire il segnale digitale in valori calibrati (o scalati) di radianza, espressa in  $W/m^2/sr/\mu m$ , si sono utilizzati i coefficienti contenuti nelle tabelle di correzione radiometrica (*Radiometric Correction Coefficient* - RCC).

I RCC, per ogni detector di ogni banda (4100 nelle bande 1-2-3N; 5400 nella banda 3B, 2048 nelle 6 bande dello SWIR e 700 nelle bande del TIR) riportano i parametri del

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

coefficiente angolare (M), dell'intercetta (Q), il *gain* (G) o il coefficiente non lineare che sono utilizzati per convertire i DN in radianza al sensore (L) (Abrams & Hook, 2002). Nelle bande del VNIR e SWIR la calibrazione radiometrica è definita dalla seguente relazione lineare:

$$L = \text{---} \quad (\text{eq. 4.1})$$

mentre per le bande del TIR dalla seguente relazione non lineare:

$$L = \text{---} \quad (\text{eq. 4.2})$$

Ho quindi implementato le precedenti equazioni in un algoritmo MATLAB con il quale sono stati ricavati i valori di radianza delle singole bande.

Le immagini così ottenute possono essere considerate di livello 1b (ASTL1b), chiamate anche *Registered Radiance at the Sensor* (Fujisada, 1995; Abrams et al., 2002).

#### 4.2.2. Correzione dell'effetto di *cross talk*

La parola *cross-talk* indica quel fenomeno per cui un segnale di una certa frequenza va ad interferire con un'altro. La causa del "cross talk" nel sistema ASTER SWIR, risiede nella vicinanza dei *detector* della banda 4 a quelli delle bande 9 e 5. La banda 4 è infatti centrata a 1.6µm ed ha un'ampiezza a metà altezza (*Full Width at Half Maximum* - FWHM) di quasi il doppio (100nm) rispetto alle altre bande dello SWIR (50nm). La combinazione di queste due caratteristiche fa sì che nella banda 4 venga raccolta una radiazione con intensità di circa 5 volte maggiori rispetto alle altre bande SWIR. La radiazione viene così riflessa e diffusa dalla superficie del detector della banda 4, e va ad interferire con le bande 5, 6, 7, 8 e 9, che ricevono così un'energia aggiuntiva pari a rispettivamente il 9-15%, 3-6%, 2-4%, 3-6% e 9-15% di quella misurata nella stessa banda 4.

Per diminuire il problema del *cross-talk*, si è così proceduto con l'applicazione del software CRSTK scaricabile gratuitamente dal sito internet [http://www.gds.aster.ersdac.or.jp/gds\\_www2002/service\\_e/u.tools\\_e/cross/CRSTK30.lzh](http://www.gds.aster.ersdac.or.jp/gds_www2002/service_e/u.tools_e/cross/CRSTK30.lzh).

L'algoritmo utilizzato nel software CRSTK, applica un filtro Gaussiano passo basso ad ogni banda SWIR esclusa la 4, che invece serve per quantificare la radiazione

incidente che influisce sulle altre bande. I parametri di *input* dell'equazione del filtro sono riassunti in **tabella 4.2 (Iwasaki & Tonooka, 2005)**.

Band	Parameter (default value)		
	a	$\sigma_x$	$\sigma_y$
5	0.09	28	20
6	0.03	30	26
7	0.02	34	30
8	0.03	30	26
9	0.09	28	20

a: Amplitude of leaked incident radiation of band 4 to other bands (%)  
 $\sigma_x$ :  $\sigma$  of Gaussian function (cross track direction ) (pixel)  
 $\sigma_y$ :  $\sigma$  of Gaussian function (along track direction) (pixel)

Tabella 4.2. Parametri del filtro gaussiano passa basso utilizzati per correggere l'effetto del cross-talk di ciascuna banda ASTER. Da Iwasaki & Tonooka, 2005.

#### 4.2.3. Geocodifica, ortoretifica e DEM

Le bande ASTER dei sistemi SWIR e TIR hanno una risoluzione spaziale di rispettivamente 30 e 90 m/pixel. Per permettere così la creazione di un unico cubo immagine multispettrale con tutte le bande ASTER, i dati SWIR e TIR sono stati ricampionati a 15 m/pixel utilizzando il metodo del “prossimo più vicino” (*nearest neighbor*). Le 14 bande, con una risoluzione spaziale uguale, unite in una unica immagine *raster*, sono state prima georeferenziate nelle coordinate metriche della proiezione UTM - *datum* WGS84 in funzione delle coordinate del centro immagine, ed infine ortoretificate, utilizzando le informazioni topografiche del ritaglio ASTER-GDEM (ASTER *Global Digital Elevation Models*).

ASTER-GDM è un modello digitale del terreno (DEM) con una copertura da 66°N a 66°S dell'intero pianeta terrestre distribuito da METI-NASA e scaricabile gratuitamente dal sito internet <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>. In particolare si tratta di un mosaico di tavole derivate dalle due stereocoppie di ASTER (banda 3N e 3B). ASTER-GDEM ha una risoluzione di 29m/pixel con una precisione di 20m (95% di confidenza) per le altezze e 30m (95% di confidenza) per le coordinate piane.

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

Le tavole utilizzate nel presente studio sia per l'ortorectifica che per le correzioni topografiche, sono state ritagliate secondo l'estensione geografica delle immagini multi-spettrali ASTER delle aree studiate (Marocco – **capitolo 6**; Himalaya – **capitolo 7**) e conseguentemente ricampionate con il metodo della convoluzione cubica a 15m/pixel, in modo che risultassero tra loro sovrapponibili.

##### **4.2.4. Correzione atmosferica**

Come abbiamo visto nel **capitolo 2.5** le immagini telerilevate da piattaforme aeree o satellitari sono fortemente influenzate dal contributo dell'atmosfera, poichè i gas che la compongono e le particelle sospese in essa assorbono, riflettono e diffondono l'energia elettromagnetica. La correzione atmosferica ha quindi lo scopo di rimuovere gli effetti che l'atmosfera apporta all'immagine. Inoltre, tale procedura permette di trasformare il dato telerilevato da un valore di radianza al sensore ( $W/m^2/sr/\mu m$ ) ad uno di riflettanza al suolo (%). Ciò è necessario per estrarre informazioni qualitative e quantitative sulla composizione della superficie indagata e per poter confrontare il dato telerilevato con quello proveniente da altri sensori. Nelle lunghezze d'onda delle regioni del visibile, vicino e medio infrarosso, gli effetti atmosferici sono particolarmente importanti, poiché predominano sulla radiazione riflessa dalla superficie. Al contrario nell'infrarosso termico, essendo l'energia emessa dalla superficie terrestre maggiore di quella attribuibile all'atmosfera, il procedimento di correzione atmosferica risulta più semplice.

Nel presente studio, per la correzione delle bande nel visibile, vicino e medio infrarosso si è utilizzato l'algoritmo FLAASH (*Fast Line of sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes* - **Felde et al., 2003**) mentre per le bande dell'infrarosso termico la TAC (*Thermal Atmospheric Correction* - **Johnson & Young, 1998**). Si tratta di due moduli del software ENVI, che trasformano la radianza al sensore in riflettanza, correggendo gli effetti dell'atmosfera.

FLAASH è basato sul codice di trasferimento radiativo (*radiative transfer equation*) MODTRAN4 che modella la propagazione in atmosfera delle onde elettromagnetiche dal visibile al medio infrarosso (**fig. 4.3**) (**Cooley et al., 2002**).

Gli step necessari all'applicazione di FLAASH ad un'immagine ASTER sono i seguenti:



- Unione in un unico file di formato BIL (*Band Interleaved by Line*) delle 9 bande (VNIR-SWIR) ricampionate a 15m/pixel, avendo cura di inserire i valori delle lunghezze d'onda nell'*header* del file.

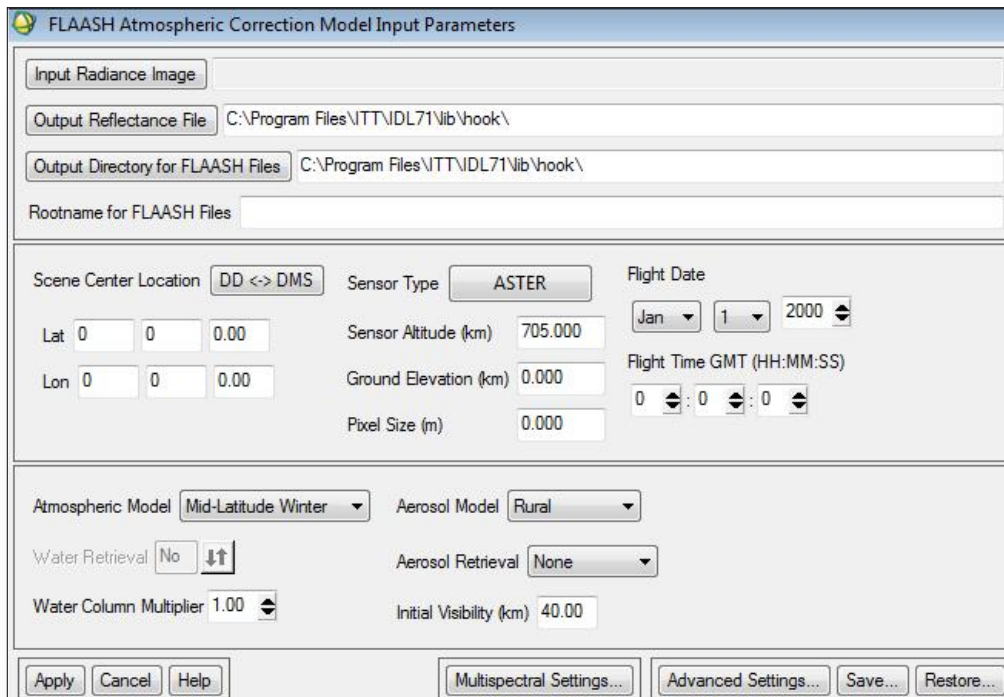


Figura 4.3. Interfaccia grafica per l'inserimento dei parametri necessari alla correzione atmosferica delle bande ASTER VNIR e SWIR (FLAASH, dall'omonimo modulo in ENVI).

- Caricare il file delle 9 bande come *input radiance image*, settando il valore del fattore di scala a 10.
- Selezionare ASTER come tipologia di sensore utilizzato (*Sensor Type*).
- Inserire le coordinate del centro della scena, data ed ora dell'acquisizione, parametri contenuti nell'*header* del file originale.
- Inserire il valore della visibilità espresso in Km. Questo varia in funzione della presenza di nebbie, brume o foschie al momento dell'acquisizione. Un valore maggiore o uguale a 40Km corrisponde ad una visibilità quasi perfetta. Valori tra 20Km-30Km sono quelli che si rinvencono con maggior frequenza.

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

- Scegliere il modello atmosferico che meglio rappresenta la condizione al momento della ripresa della scena (**tab. 4.3**).

<b>modello atmosferico</b>	<b>vapore acqueo (g/cm<sup>2</sup>)</b>	<b>temperatura dell'aria (°C)</b>
Inverno Sub-Artico	0.42	-16
Inverno medie-latitudini	0.85	-1
U.S. Standard	1.42	15
Estate Sub-Artica	2.08	14
Estate medie-latitudini	2.92	21
Tropicale	4.11	27

Tabella 4.3. Caratteristiche medie di umidità e temperatura atmosferica in funzione di diversi modelli atmosferici.

- Scegliere il modello di aerosol che meglio rappresenta la condizione al momento della ripresa della scena (**tab. 4.4**).

<b>modello di AEROSOL</b>	<b>descrizione</b>
Rurale	Il particolato atmosferico non è affetto da sorgenti antropiche. Il diametro delle particelle ha una distribuzione bimodale
Urbano	Miscela di un 80% di aerosol rurale con un 20% di origine antropica, tipico di zone altamente urbanizzate-industrializzate
Marittimo	Caratteristico dell'atmosfera al di sopra degli oceani. Il particolato è costituito da spray marini e subordinatamente da una componente rurale continentale
Troposferico	Caratteristico di atmosfere molto pulite e con pochi venti, dove la visibilità supera i 40Km

Tabella 4.4. Descrizione dei diversi modelli di AEROSOL atmosferici.

Il modulo ENVI utilizzato per la correzione (compensazione) atmosferica delle bande nell'infrarosso termico (*Thermal Atmospheric Correction* - TAC) deriva dall'algoritmo ISAC (*In-Scene Atmospheric Compensation* - **Johnson & Young, 1998**)

(fig. 4.4). Questo metodo si basa sulle assunzioni che la superficie terrestre si comporti come un corpo nero, che il contributo atmosferico sia uniforme sull'intera scena, che l'atmosfera sia costituita da un unico strato e che non vi siano complicazioni date da fenomeni di riflessioni verso il basso da parte della radianza.

L'algoritmo calcola inizialmente la lunghezza d'onda (banda) in cui mediamente vi è la massima radianza emessa. Per il sensore ASTER solitamente si tratta della banda 12 (centrata a  $9.10\mu\text{m}$ ) o banda 13 (centrata a  $10.66\mu\text{m}$ ), poiché a  $9.66\mu\text{m}$  si ha il massimo di radianza totale emessa per un corpo nero alla temperatura media terrestre (300K). L'algoritmo analizza quindi tutti gli spettri di ogni pixel e per calcolare la compensazione atmosferica prende in considerazione solo quelli in cui la radianza massima coincide con la lunghezza d'onda trovata nel primo passaggio. Per ogni banda calcola i coefficienti di regressione lineare considerando la distribuzione dei valori di radianza misurati contro quelli calcolati per un corpo nero teorico di riferimento. Questi coefficienti vengono quindi utilizzati per effettuare la compensazione atmosferica, pixel per pixel sull'intera immagine di ciascuna banda (Scheidt et al., 2008).

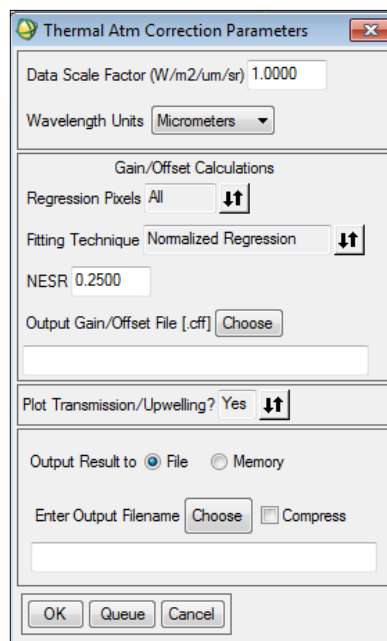


Figura 4.4. Interfaccia grafica per l'inserimento dei parametri necessari alla correzione atmosferica delle bande ASTER TIR (TAC, dall'omonimo modulo in ENVI).

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

##### 4.2.5. Correzioni topografiche

La correzione topografica o normalizzazione topografica, aggiungendosi alle calibrazioni geometriche, radiometriche e alla correzione atmosferica, costituisce un importante passaggio nel *pre-processing* di immagini satellitari in ambienti con una medio-alta energia di rilievo (Mishra et al., 2009).

La risposta spettrale delle superfici indagate in aree montane è influenzata dall'angolo di illuminazione solare locale, definito come l'angolo tra la posizione del sole e la normale alla superficie del suolo (fig. 4.5) (Twele & Erasmi, 2005). Il diverso angolo di illuminazione solare locale porta infatti ad uno scostamento del valore di radianza misurato rispetto a quello teorico.

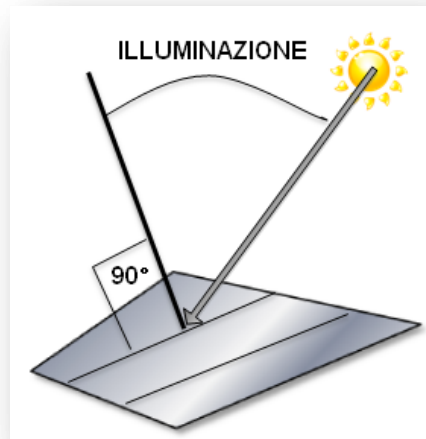


Figura 4.5. Illustrazione grafica dell'angolo di illuminazione locale.

L'illuminazione, alla base delle correzioni topografiche, viene più precisamente definita come coseno dell'illuminazione solare ( $\cos I$ ) ed ha solitamente valori compresi tra 0 ed 1.. Per calcolare l'illuminazione di ogni singola immagine ASTER ho quindi implementato un algoritmo nel *Model Builder* di ARCMAP (tab. 4.5) basato sulla seguente equazione:

$$\cos(I) = \cos(SZ) \cos(TS) + \sin(SZ) \sin(TS) \cos(SA-TA) \quad (\text{eq.4.3})$$

Dove SZ ed SA, costanti sull'intera scena, sono rispettivamente l'angolo di *zenith* e di *azimuth* solari, mentre TS e TA, variabili pixel per pixel, corrispondono rispettivamente alla pendenza e all'esposizione del terreno, calcolati grazie ad ASTER-GDEM.

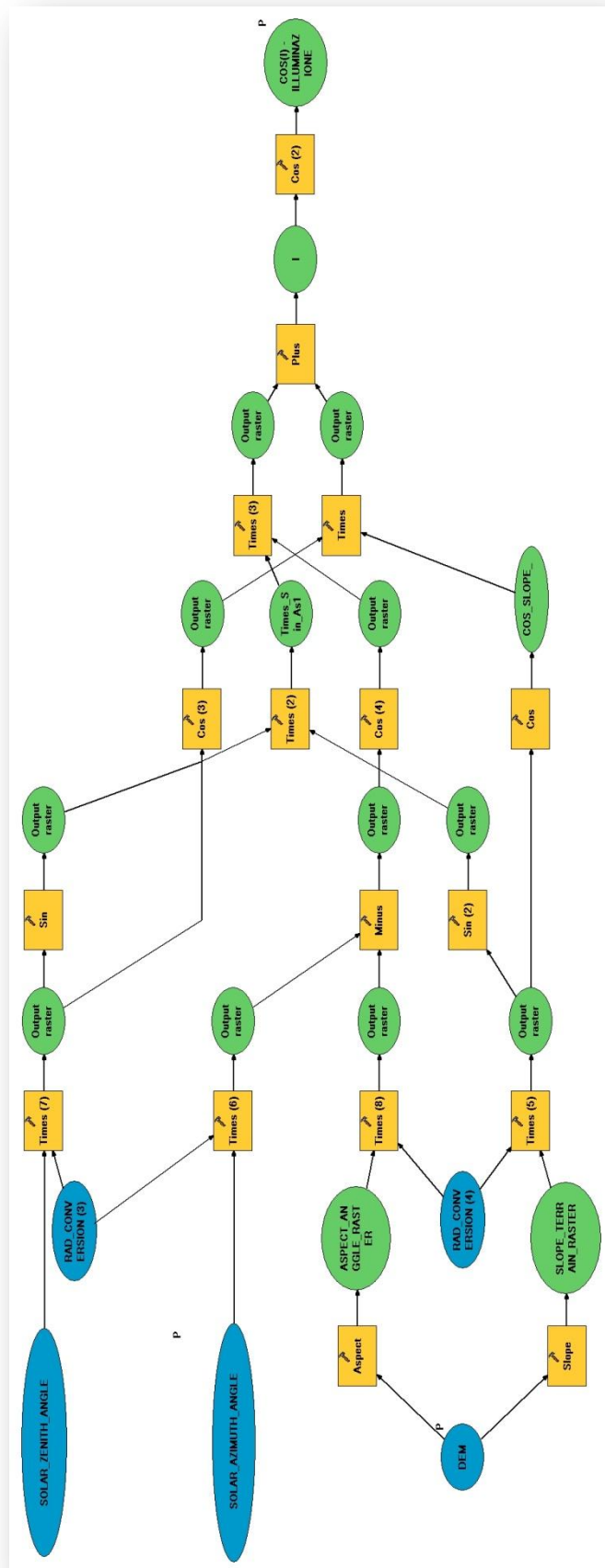


Tabella 4.5. Diagramma dei processi utilizzati per calcolare l'illuminazione secondo l'equazione 4.3 nel Model Builder di ARCGIS. I dati da inserire in INPUT sono il DEM e gli angoli di azimuth e zenith solari, al momenti della ripresa.

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

Più l'angolo d'illuminazione solare locale è basso (coseno tendente ad 1), maggiore sarà la radianza misurata (versanti esposti al sole), al contrario, più l'angolo di illuminazione solare locale è alto (coseno tendente a 0), più la radianza risulta diminuita (versanti opposti al sole o in ombra).

Le correzioni topografiche sono state applicate solamente alle immagini dell'area di studio Himalayana, che contrariamente a quella del Marocco, presenta un'alta energia di rilievo (**fig. 4.6a, capitolo 7**).

In particolare sono stati confrontati due metodi di normalizzazione topografica: il metodo del coseno, che assume il comportamento della superficie indagata come lambertiana ed il metodo del Minnaert che tiene conto anche di comportamenti non lambertiani.

L'algoritmo del coseno si basa sulla seguente equazione (**Ekstrand, 1996; Richter, 1997; Riano et al., 2003; Mishra, 2009**):

$$R_o = R \cos I \quad (\text{eq. 4.4})$$

Dove  $R_o$  è la riflettanza corretta, riportata su una superficie orizzontale ed  $R$  è la riflettanza misurata sulla superficie inclinata. Il metodo del coseno non tiene conto della radiazione diffusa dall'atmosfera che può essere molto elevata nelle aree con una bassa illuminazione (**Twele & Erasmi, 2005**); ciò causa problemi di sovra-correzione a bassi valori di  $\cos I$  (**fig. 4.6b**).

Per ovviare a questo problema, sono stati proposti molti algoritmi che introducono delle costanti empiriche per stimare lo scostamento dal comportamento lambertiano della superficie indagata (i.e. **Riano et al., 2003; Mishra, 2009**). Purtroppo la mancanza di un vero metodo fisico che tiene in considerazione tutti i parametri che influenzano la radiazione riflessa da una superficie, non consente la completa eliminazione degli effetti topografici.

Tra tutti i metodi non lambertiani si è scelto quello di Minnaert, sviluppato inizialmente per l'analisi della superficie lunare (**Minnaert, 1941**). Il metodo del Minnaert è una delle correzioni topografiche maggiormente utilizzate in telerilevamento (**Soenen et al., 2005; Teillet et al., 1982; Smith et al. 1980**) e si basa sulla seguente equazione:

$$R_o = R \left( \frac{\cos I}{\cos I_o} \right)^{K_b} \quad (\text{eq.4.5})$$

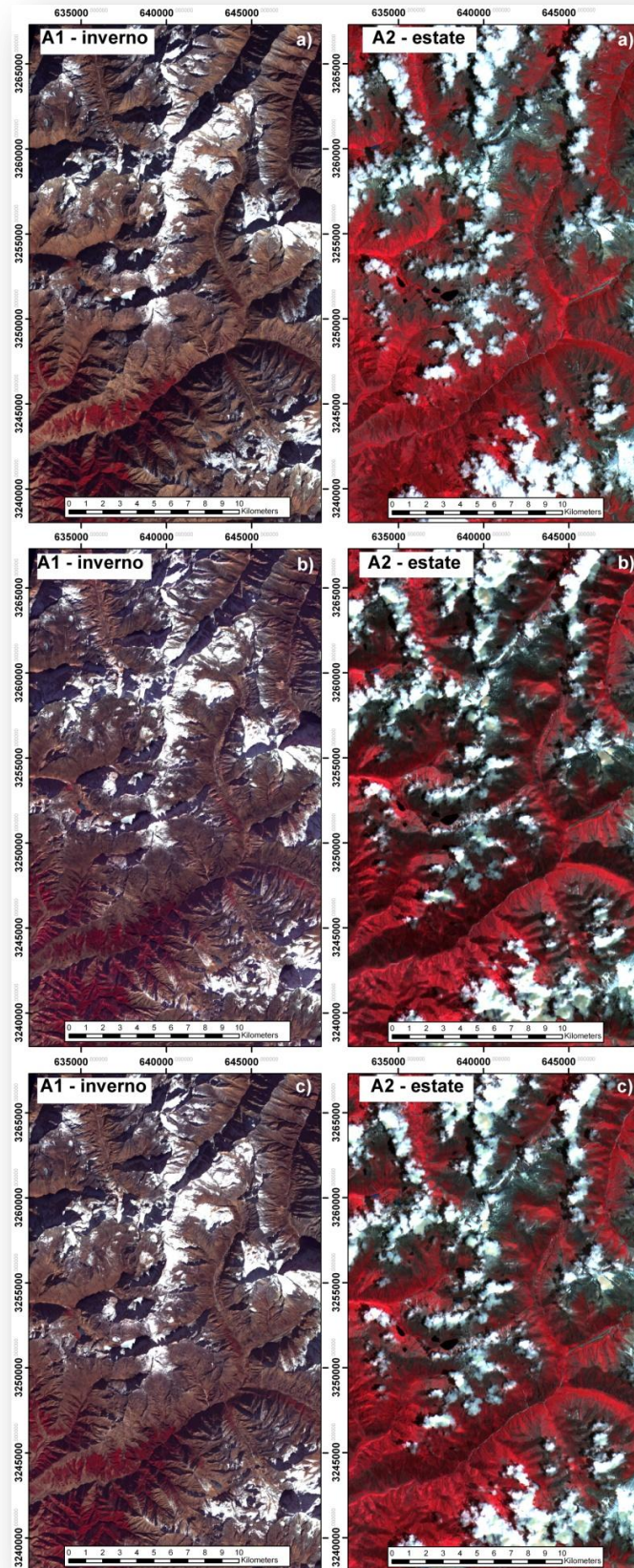


Figura 4.6. Composizione a falsi colori RGB delle bande ASTER 3-2-1, delle due immagini utilizzate nell'area di studio Himalayana (A1 invernale e A2 estiva - capitolo 7). a) immagini non corrette per gli effetti topografici; b) immagini corrette con il metodo del coseno; c) immagini corrette con il metodo di Minnaert.

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

Dove  $K_b$  è la costante di Minnaert, che esprime il discostamento dal comportamento lambertiano della superficie indagata e può assumere valori che vanno da 0 (superficie speculare) ad 1 (superficie lambertiana).  $K_b$  ha un valore diverso per ogni banda, ed è ricavato dalla pendenza della seguente equazione di regressione lineare applicata alla distribuzione in scala logaritmica, dei valori di riflettanza dell'immagine originale ( $R$ ) e dei valori di illuminazione di ciascun pixel ( $\cos I$ ):

$$\log(R \cdot \cos(TS)) = \log(R_0) - K_b \cdot \log(\cos(I) \cdot \cos(TS)) \quad (\text{eq.4.6})$$

Entrambe i metodi di correzione topografica sono stati implementati in utilizzando il *Model Builder* di ARCMAP. Poiché quest'ultimo non consente di effettuare regressioni lineari su immagini con milioni di pixel, il valore  $K_b$  di ciascuna banda viene richiesto come parametro di *input*. (**tab. 4.6**). Il calcolo dei coefficienti di regressione lineare è stato effettuato utilizzando la funzione *raster linear regression* in GRASS (*Geographic Resources Analysis Support System*), un *software* gratuito utilizzato per la gestione, elaborazione, modellamento e visualizzazione di dati geografici.

banda ASTER	Kb A1	Kb A2
B1	0,47	0,58
B2	0,55	0,59
B3	0,55	0,62
B4	0,56	0,67
B5	0,48	0,62
B6	0,57	0,67
B7	0,55	0,64
B8	0,60	0,64
B9	0,52	0,61

Tabella 4.6. Costanti di Minnaert ( $K_b$ ), di ciascuna banda delle due immagini ASTER Himalayane (fig. 4.5.), ricavati dall'analisi della regressione lineare in GRASS ed utilizzati nella correzione topografica di Minnaert (fig. 4.5c)

I risultati dei due metodi di correzione topografica, applicati alla scena ASTER dell'area di studio Himalayana (**fig. 4.6a, capitolo 7**), sia dal punto di vista spettrale (**fig. 4.7**) che di visualizzazione immagine (**fig. 4.6**) mostrano che in generale la correzione di Minnaert (**fig. 4.6c**) funziona meglio della correzione del coseno (**fig. 4.6b**). Nonostante ciò, nelle aree in ombra (bassi valori di  $\cos I$ ) sono ancora presenti



problemi di sovra-correzione, dovuti principalmente al fatto che la costante di Minnaert si assume costante sull'intera scena e non variabile in funzione delle caratteristiche della superficie indagata, come dovrebbe in realtà essere. Per ovviare in parte a questa variabile si è quindi applicata una maschera all'immagine corretta atmosfericamente (**capitolo 4.3**), prima di applicare la correzione topografica. Con questa precauzione si è notevolmente ridotta la variabilità spettrale, perché nell'analisi statistica per il calcolo dei Kb si è tenuto conto solo di pixel rocciosi.

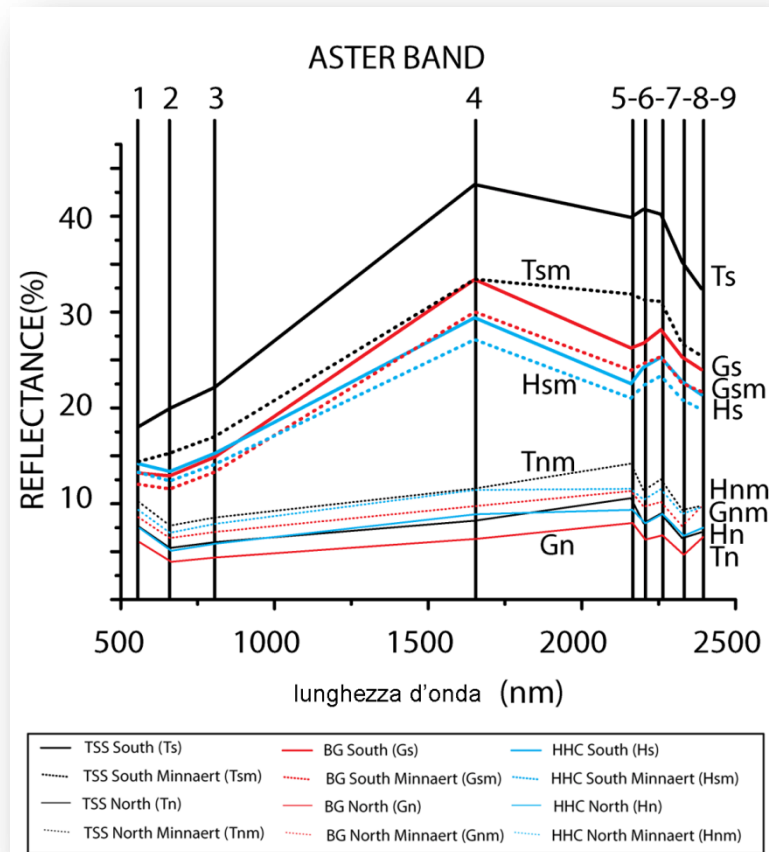


Figura 4.7. Confronto tra firme spettrali delle bande ASTER VNIR e SWIR delle unità discriminate nell'area Himalayana (HHC, BG, TSS - capitolo 7), in versanti ad esposizione opposta (sud = -s; nord = -n), non corrette (linea continua) e corrette topograficamente con il metodo del Minnaert (-m; linea punteggiata). Da notare l'effetto detto *step shadow noise* presente nelle firme dei versanti in ombra (nord,  $\cos i < 0.5$ ). Ogni spettro rappresenta la media di un'area con affioramenti omogenei e controllati a terra (ROI) di circa 200 pixel.

Il confronto delle firme ASTER tra i versanti in ombra e illuminati (**fig. 4.6**), relative alle unità studiate nel caso Himalayano (**capitolo 7**), porta alla conclusione che entrambi i metodi di correzione topografica incrementano la qualità degli spettri. Infatti, i pixel riferibili alla stessa litologia, ma inclinati diversamente mostrano una risposta

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

spettrale che tende a convergere, avvicinandosi verso una riflettanza media che corrisponderebbe idealmente a quella di una superficie orizzontale. Il metodo di correzione topografica più efficace è indubbiamente quello del Minnaert, poiché gli spettri raccolti nelle stesse aree dell'immagine mostrano una convergenza più importante a confronto di quelli corretti con il metodo del Coseno.

#### 4.3. Isolamento dei pixel rocciosi (*masking*)

Negli ambienti alpini sono presenti abbondanti coperture vegetali, di neve, ghiaccio e a volte nuvole che coprono gli affioramenti rocciosi (**fig. 4.6a**). A questo poi si aggiungono le zone in ombra che presentano bassi valori di riflettanza e di rapporto segnale-rumore (*signal to noise ratio*).

L'applicazione di una maschera sull'immagine originale, in maniera tale da isolare soltanto i pixel rocciosi e con spettri poco rumorosi costituisce un passaggio fondamentale per le successive elaborazioni del dato satellitare ed interpretazione dei risultati. La maschera consente infatti di ridurre notevolmente il volume di dati considerati con l'obiettivo di analizzare esclusivamente quelli che contengono informazioni geologiche.

Il processo di mascheramento (*masking*), implica l'utilizzo di algoritmi di discriminazione che considerano le firme spettrali già trasformate in un dato di riflettanza. Più che uno *step* di *pre-processing*, è quindi da considerarsi una fase preliminare di elaborazione del dato.

Il procedimento di mascheramento atto ad elidere coperture di vegetazione, nuvole, neve e acqua, applicabile a dati ASTER è stato chiamato *Rocky Pixel Extraction*. Esso è stato sviluppato tramite il *Model Builder* di ARCGIS e si suddivide in 3 *step* successivi:

##### 1) Mascheramento dei pixel contenenti vegetazione.

Per effettuare tale maschera si è considerato il valore dell'indice di vegetazione della differenza normalizzata (*Normalized Difference Vegetation Index* - NDVI), definito dalla seguente equazione:

$$\text{NDVI} = \frac{NIR - Red}{NIR + Red} \quad (\text{eq.4.7})$$

Il NDVI è un indice ampiamente utilizzato in telerilevamento per valutare e quantificare la presenza di attività fotosintetica. Esso tiene conto della banda 2, nel rosso, dove sono presenti gli assorbimenti dei pigmenti fogliari, la banda 3 (vicino infrarosso) si colloca invece sulla spalla destra dell'assorbimento, in corrispondenza del suo picco di riflettività (*red-hedge*) (**fig. 3.7**). Valori di NDVI negativi indicano la presenza di assorbimenti nell'infrarosso vicino (banda ASTER 3), caratteristici della molecola H<sub>2</sub>O e rappresentano quindi prevalentemente neve, ghiaccio e nuvole. Valori compresi tra 0 e 0.2-0.3, sono invece legati alla presenza di suolo nudo e rocce, al contrario, valori maggiori di 0.2-0.3 sono proporzionalmente legati alla presenza di pigmenti fotosintetici e quindi indicano pixel vegetati. Il valore che distingue il limite inferiore della presenza di vegetazione è tra 0.2 e 0.3, in funzione del suo ciclo fenologico al momento dell'acquisizione del dato. Nelle fasi dormienti, caratteristiche degli inverni dell'emisfero boreale, la vegetazione è costituita per di più da materiali legnosi secchi quindi il limite inferiore della maschera binaria è di 0.2, al contrario, nella stagione estiva dove il fenomeno della fotosintesi è nella sua massima attività, il valore è di 0.3.

#### 2) Mascheramento dei pixel contenenti acqua in ogni suo stato fisico.

Poiché, utilizzando l'NDVI come parametro discriminatorio vi è una certa sovrapposizione tra rocce-suoli e acqua, si è considerato il rapporto tra la banda 3 nel vicino infrarosso e la banda 4 nell'infrarosso medio.

Valori maggiori di 1 indicano un assorbimento nella regione del medio infrarosso ad opera delle vibrazioni dei legami della molecola H<sub>2</sub>O e conseguentemente la presenza di neve, ghiaccio, nuvole o acqua (**fig. 4.8**).

#### 4. Dati ASTER e *pre-processing*

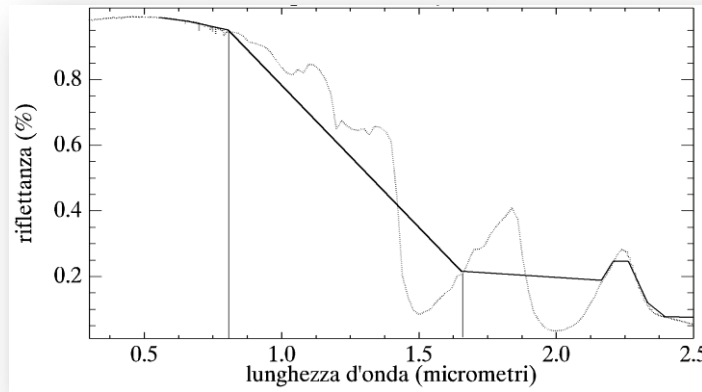


Figura 4.8. Firma spettrale del ghiaccio d'acqua ad alta risoluzione (linea tratteggiata) e ricampionato alla risoluzione ASTER (linea continua). Da notare l'ampio assorbimento nel passaggio dalla banda 3 (0.8 $\mu$ m - vicino infrarosso) alla banda 4 (1.6 $\mu$ m - infrarosso medio).

#### 3) Mascheramento delle zone in ombra:

Nelle zone in ombra, definite considerando il valore dell'illuminazione (eq. 4.3) minore di 0.5, si è notata una prevalenza di rumore sul segnale registrato da ASTER (fig. 4.7). Tutte le firme spettrali nelle bande SWIR delle zone in ombra, indipendentemente dalla tipologia di superficie indagata e della correzione topografica applicata, mostrano un rumore chiamato *step-shadow-noise* da Bertoldi et al. (2011) e rappresentato da falsi assorbimenti simultanei nelle bande 4, 6 e 8. Anche la banda VNIR 1, registrando spesso valori più elevati del previsto (fig. 4.7) nelle zone a scarsa illuminazione e quindi con bassi valori di riflettanza, è soggetta allo stesso problema. Le informazioni spettrali in queste aree sono quindi inutilizzabili e di conseguenza si è proceduto con l'applicazione di una maschera binaria che considera in ombra tutti i pixel con  $\cos I$  minore di 0.5.

Riassumendo, si possono quindi considerare costituiti da rocce e firme spettrali coerenti, quei pixel in cui vale la seguente relazione logica:

$$[\text{NDVI} < 0.3] \text{ AND } [(\text{---}) < 1] \text{ AND } [\cos I > 0.5]$$

## 5 Elaborazioni di immagini ASTER

Le immagini aeree o satellitari, opportunamente calibrate e corrette per gli effetti atmosferici e topografici, possono essere ad ulteriori elaborazioni (*processing*) con lo scopo di estrapolare il maggior numero di informazioni qualitative e semiquantitative.

Il *processing* consiste nella trasformazione delle bande originali attraverso operazioni matematiche e statistiche mirate all'enfatizzazione di particolari figure spettrali, a cui segue l'interpretazione dei risultati attraverso tecniche di fotointerpretazione o classificazione.

I risultati vengono visualizzati singolarmente, in immagini in scala di grigi, o combinati tra loro in composizioni RGB a falsi colori. Di fondamentale importanza per una prima valutazione del dato immagina è il suo istogramma, una funzione di distribuzione che fornisce per ogni DN il numero di pixel aventi quel valore.

### 5.1 Operazioni tra bande

Le trasformazioni delle immagini volte ad analisi qualitative possono essere ricondotte a due gruppi di operazioni: su banda singola o su bande multiple.

Al di là degli algoritmi di *pre-processing* (**capitolo 4**), l'operazione più utilizzata che tipicamente coinvolge una singola banda, è la modifica degli istogrammi volta a migliorarne il contrasto. Poiché, nel migliore dei casi l'occhio umano riesce a distinguere tra i 20 e 30 livelli di grigio, il miglioramento del contrasto porta ad un'ottimizzazione delle tonalità visualizzate, permettendo così la distinzione di piccole variazioni di grigio. L'enfatizzazione del contrasto, definita *contrast stretching*, consiste nell'applicazione di una funzione di trasformazione (lineare o non lineare) per espandere l'intervallo dei livelli di grigio dell'istogramma originale fino a coprire tutto l'intervallo dinamico possibile (i.e. 8bit = 256 livelli di grigio) (**Gomasca, 2000**).

#### 5.1.1. Rapporti tra bande

Una delle operazioni che coinvolgono più bande è il rapporto fra bande (*band ratio* - BR). Esso consiste nel dividere pixel per pixel la riflettanza di una banda ( $b_x$ ) dell'immagine multi-spettrale, per la riflettanza di un'altra banda ( $b_y$ ):

$$BR_{x/y} = \frac{b_x}{b_y} \quad (\text{eq. 5.1})$$

Le bande che vengono scelte nei BR hanno lo scopo di enfatizzare la presenza di particolari figure di assorbimento e per questo sono solitamente localizzate in corrispondenza di massimi (spalle) e minimi (picco di assorbimento).

Questa tecnica è stata ampiamente utilizzata nel telerilevamento applicato alla geologia (**Billingsley & Stewart, 1974; Rowan et al., 1974; Rowan et al., 1977; Abrams et al., 1983; Rowan et al., 2005; Ruitenbeek et al., 2006; Massironi et al., 2008; Bertoldi et al., 2011**), poiché consente anche di ridurre notevolmente l'effetto dovuto al diverso angolo d'illuminazione (i.e **Watts et al., 2005**). L'influenza del diverso angolo di illuminazione sulla riflettanza di una banda ( $R_x, R_y$ ) e per superfici lambertiane, è definito come una funzione  $[f(\cos I)]$ , costante per ogni pixel nelle diverse bande, che va a moltiplicare il valore di riflettanza riferito ad un angolo costante  $R(\theta)$ (**capitolo 4.2.5**):

$$R_x = R_x(\theta) \quad f(\cos I) \quad (\text{eq. 5.2})$$

$$R_y = R_y(\theta) \quad f(\cos I) \quad (\text{eq. 5.3})$$

L'**equazione 5.4** evidenzia come in condizioni ideali, gli effetti topografici vengono eliminati dal rapporto tra bande,

$$BR_{x/y} = \frac{R_x}{R_y} = \frac{R_x(\theta) f(\cos I)}{R_y(\theta) f(\cos I)} \quad (\text{eq. 5.4})$$

Dallo studio delle firme spettrali di minerali provenienti dalle librerie ricampionate secondo la risoluzione ASTER (**fig. 5.1, fig. 5.2**) sono stati individuati diversi rapporti utili nella distinzione di particolari minerali e/o alterazioni. Questi sono riassunti nella **tabella 5.1**, dove i risultati dei diversi rapporti sono stati evidenziati con una classificazione che considera la variazione percentuale della riflettanza del numeratore rispetto al denominatore. In particolare sono state scelte 9 classi, partendo da rapporti che indicano il numeratore più piccolo del denominatore (<1 - colori blu - azzurro) a rapporti che indicano il numeratore più grande del denominatore (>1 - colori giallo - rosso). Si sono lasciati in bianco quei rapporti che implicano variazioni di  $\pm 5\%$ , considerando questa percentuale come ordine di grandezza dell'imprecisione nel confronto tra dati provenienti da strumenti di laboratorio e sensori satellitari, soggetti a cross-talk, effetti atmosferici, scarsa risoluzione spaziale e spettrale (**capitolo 4**).

	RAPPORTI TRA BANDE: VNIR-SWIR										RAPPORTI TRA BANDE: TIR					ASSORBIMENTI RELATIVI DI BANDE: VNIR-SWIR				
	2/1	3/2	4/3	4/5	5/6	7/6	6/7	7/8	9/8	11/10	12/11	13/14	12/13	2:1+3/2	5:4+6/5	6:5+7/6	7:6+8/7	8:7+9/8		
MINERALE	1,01	1,03	0,99	1,02	1,02	1,01	0,99	1,01	0,99	1,03	0,71	1,26	1,60	2,02	2,01	2,03	1,98	2,00		
ALBITE	1,03	1,02	0,97	0,98	1,01	1,00	0,99	1,00	1,00	1,73	0,74	1,31	0,61	1,99	1,97	2,01	2,00	1,99		
ANORTITE	1,10	1,09	1,62	1,36	1,03	0,99	1,01	0,98	1,03	1,07	1,16	0,97	1,26	2,00	2,33	2,02	2,03	2,01		
AUGITE	1,02	1,03	1,02	0,99	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,14	1,24	6,41	2,01	1,99	2,00	2,01	1,99		
QUARZO	1,04	1,05	2,06	0,58	0,97	1,03	0,97	1,04	1,01	0,62	3,38	1,06	1,43	2,01	1,61	2,00	1,94	2,05		
BIOTITE	1,07	1,09	3,40	0,87	1,02	0,93	1,07	1,15	1,05	1,48	0,72	1,00	1,22	2,03	1,85	1,95	1,94	2,20		
ORNEBLENDA	1,04	1,07	1,38	1,26	1,40	1,29	0,78	1,16	0,90	3,11	1,17	1,02	2,52	2,03	1,98	2,69	1,64	2,06		
MUSCOVITE	1,29	1,16	0,60	0,95	1,02	0,99	1,01	1,00	1,01	0,61	0,74	0,79	0,88	1,93	1,93	2,01	2,01	2,01		
ALMANDINO	1,86	1,30	0,99	0,95	1,05	0,94	1,06	1,04	0,95	0,69	0,36	2,00	0,23	1,84	1,90	1,99	2,02	1,99		
GROSSULARIA	1,00	1,01	1,00	1,09	1,00	0,87	1,15	1,19	1,25	1,10	1,42	1,64	0,96	2,00	2,08	1,87	2,00	2,43		
CALCITE	1,05	1,02	1,03	1,04	1,03	0,88	1,14	1,02	1,10	1,11	1,18	0,78	0,70	1,97	2,00	1,91	2,12	2,12		
DOLOMITE	1,41	1,16	0,36	1,09	0,98	1,01	0,99	1,02	0,99	0,54	5,04	1,28	0,45	1,87	2,11	1,99	1,98	2,01		
STAUROLITE	1,06	0,96	0,78	1,05	1,00	1,02	0,98	1,00	1,01	0,93	1,03	0,94	1,33	1,90	2,05	2,02	1,98	2,01		
PIRITE										2,11	5,12	1,66	1,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
CIANITE										0,87	0,93	0,90	0,87	1,85	2,20	2,00	1,95	2,02		
GOETHITE	1,60	1,23	2,22	1,24	1,04	0,97	1,03	1,09	0,92	0,98	0,97	1,15	1,20	2,04	1,94	2,02	1,99	2,00		
ILMENTITE	1,04	1,08	1,00	0,94	1,00	1,02	0,98	0,99	1,01	0,98	0,97	1,04	1,06	1,58	2,00	2,00	2,00	2,00		
EMATITE	3,82	1,32	3,06	1,01	1,01	0,99	1,01	1,02	0,98	0,97	0,97	1,04	1,06	1,52	2,19	1,99	2,16	1,86		
JAROSITE	1,48	0,85	1,43	1,25	1,06	0,93	1,08	0,93	0,93	1,30	0,73	1,05	2,34	2,05	3,55	1,65	1,83	2,27		
PIROFILLITE	1,10	1,13	1,14	2,15	0,71	0,94	1,06	1,30	0,97	1,30	0,73	1,05	2,34	2,05	3,55	1,65	1,83	2,27		
CLORITE	0,83	1,05	2,56	0,81	1,13	0,68	1,48	1,28	1,21					2,25	1,69	1,81	2,26	2,49		
PARAGONITE	1,12	1,08	1,14	1,49	1,11	1,23	0,81	1,24	0,92					1,97	2,39	2,34	1,62	2,16		
ILLITE	1,07	1,03	0,93	1,37	1,20	1,26	0,79	1,18	0,94	2,33	1,11	1,05	1,58	1,96	2,20	2,47	1,64	2,12		
EPIDOTO	1,11	1,32	1,54	0,93	1,06	0,80	1,26	1,44	1,57	2,72	1,02	0,77	1,51	2,22	1,87	1,86	1,95	3,01		
ZOISITE	1,90	0,72	1,73	0,83	1,04	0,86	1,16	1,21	1,05	6,65	0,79	1,22	0,73	1,24	1,79	1,90	1,99	2,26		
CAOLINITE	1,02	1,03	1,00	2,19	1,02	1,18	0,84	1,18	0,91	3,59	0,41	0,37	1,42	2,01	3,17	2,21	1,69	2,10		

<0,5	0,5-0,8	0,8-0,9	0,9-0,95	0,95-1,05	1,05-1,10	1,10-1,25	1,25-2	>2
<50%	50%-20%	20%-10%	10%-5%	5%	5%-10%	10-20%	20%-50%	>50%

<1,5	1,5-1,9	1,9-2,1	2,1-2,5	>2,5
MAX				MIN

Tabella 5.1. Valori dei BR e RBD considerati relativi ai minerali di tabella 3.1., le cui firme spettrali sono state ricampionate alla risoluzione spettrale di ASTER.

## 5. Elaborazioni di immagini ASTER

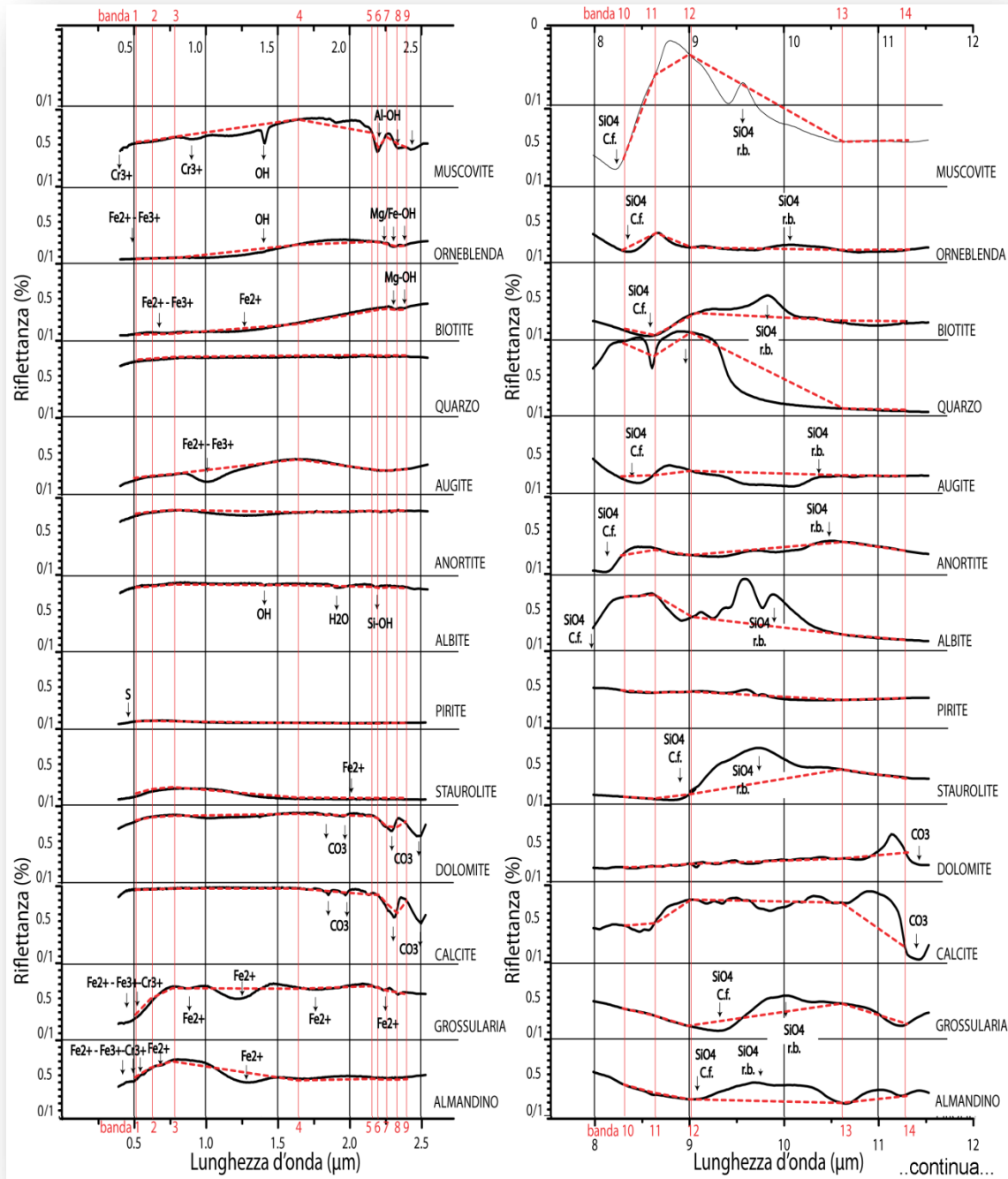


Figura 5.1. Firme spettrali di laboratorio (linea nera) e ricampionati alla risoluzione ASTER (linea rossa) dei principali minerali primari (tab. 3.1, tab. 5.1). C.F. = Christensen frequency; r.b. = reststrahlen band.

I rapporti 2/1 e 3/2 si collocano lungo il flesso che porta agli assorbimenti dovuti alle transizioni nel campo cristallino del  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  ed ai trasferimenti di carica dello ione  $\text{Fe}^{2+}$ . In **tabella 5.1** sono evidenziati con tonalità giallo-rosse, quei minerali con un valore elevato ( $\text{BR} > 1$ ) di questi rapporti: si tratta perlopiù di ossidi idrossidi di ferro (i.e. ematite, goethite) e nesosilicati contenenti Fe e Mg (i.e. staurolite, grossularia).



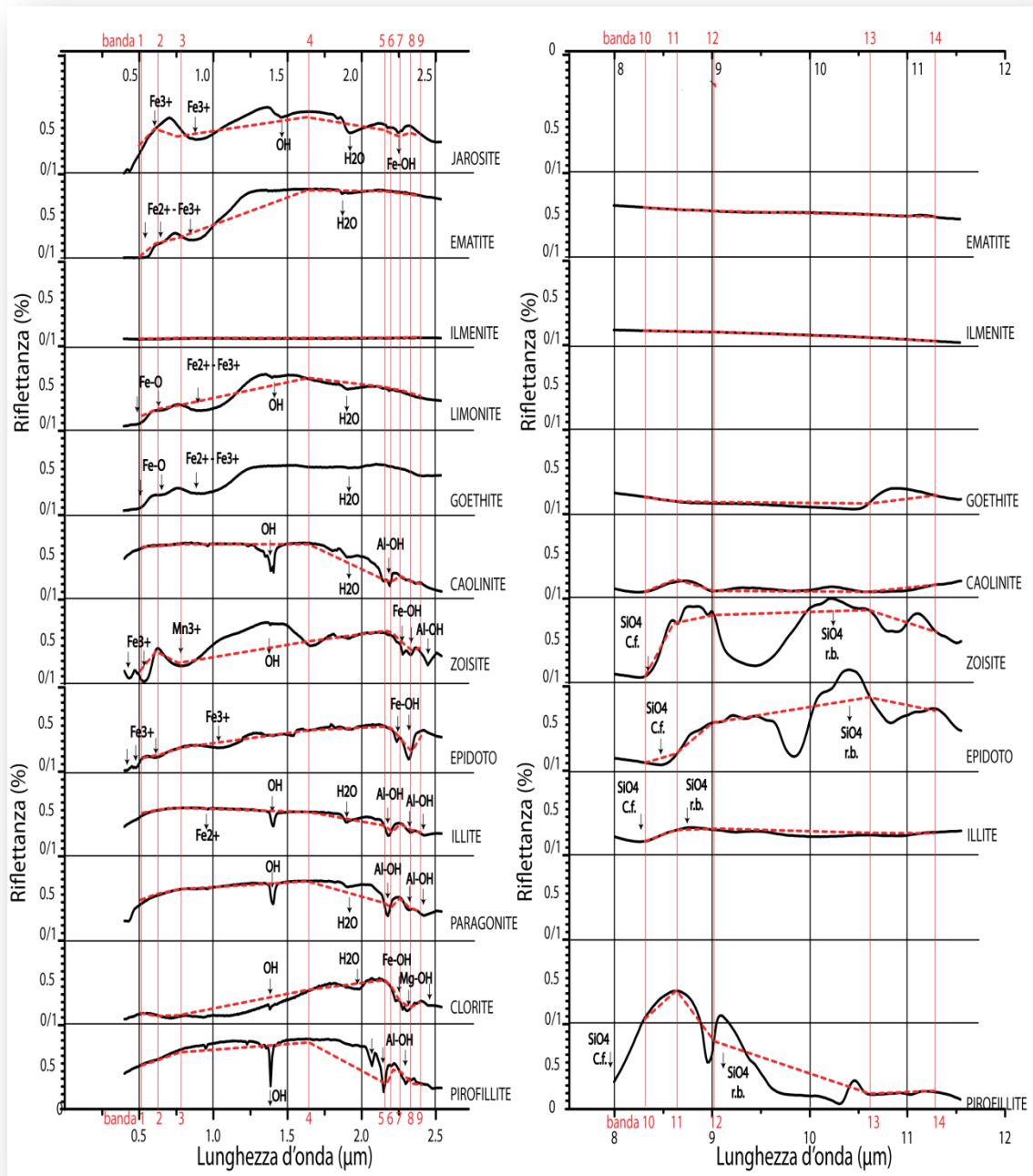


Figura 5.2. Firme spettrali di laboratorio (linea nera) e ricampionati alla risoluzione ASTER (linea rossa) dei principali minerali accessori e di alterazione (tab. 3.1, tab. 5.1). C.F. = *Christensen frequency*; r.b. = *restrahlen band*.

Tuttavia la jarosite mostra valori bassi ( $BR < 1$ ) del rapporto 3/2 degli spettri ricampionati secondo ASTER, ciò è dovuto alla scarsa risoluzione spettrale di questo sensore che non riesce a cogliere il picco chiaramente visibile nelle firme ad alta risoluzione (fig. 5.2). Anche clorite e zoisite hanno valori decisamente bassi, rispettivamente nei rapporti 2/1 e 3/2, causati da assorbimenti a lunghezze d'onda più

lunghe da parte di cationi metallici (i.e.  $Mn^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$ ), presenti come costituenti principali ed impurità. Infine la zoisite è particolarmente distinguibile tra il gruppo degli epidoti ed in generale tra tutti i minerali analizzati grazie all'alto valore del rapporto 2/1, dovuto all'assorbimento del  $Fe^{3+}$ , in contrasto con il basso valore del rapporto 3/2 (**tab. 5.1**).

Nel considerare il rapporto 4/3, va tenuto in considerazione il fatto che si tratta di due bande appartenenti a due diversi radiometri ASTER: il VNIR e lo SWIR. Le bande 3 e 4 risultano distanti da un punto di vista spettrale, il loro centro è separato di 800 nm (**capitolo 4.1**), impedendo così di risolvere gli assorbimenti caratteristici di queste lunghezze d'onda (i.e.  $1.4\mu m$  e  $1.9\mu m$  di OH,  $H_2O$ ). Con le dovute precauzioni, si può usare il rapporto 4/3 come indice di materiali molto riflettenti nell'infrarosso medio e poco nel vicino infrarosso (i.e. acqua, minerali idrati). Analogamente molti minerali che presentano forti assorbimenti nel VNIR (**fig. 5.2**), dovuti alla presenza di ioni metallici (ossidi), mostrano alti valori del rapporto 4/3 (i.e. ematite, goethite) (**tab. 5.1**).

Il rapporto 4/5 va anch'esso utilizzato con attenzione, sapendo che è tra due bande spettralmente distanti (500nm) e con aperture molto diverse (banda 4 = 92nm; banda 5 = 35nm - **capitolo 4.1**). In linea generale si osserva comunque che i fillosilicati con Al (i.e. muscovite, pirofillite, caolinite, paragonite, illite), hanno valori del rapporto 4/5 maggiori di 1, mentre al contrario, quelli contenenti Fe e Mg (i.e. biotite, epidoti, clorite) e gli anfiboli (i.e. orneblenda), mostrando rapporti inferiori a 1 (**tab 5.1**). Il rapporto 4/5 è quindi particolarmente utile nell'individuazione di alterazioni (i.e. sericitizzazione, cloritizzazione) e nella discriminazione tra muscovite e biotite.

I rapporti 5/6 e 7/6, sono collocati lungo i flessi che portano verso l'assorbimento vibrazionali di Al-OH (banda 6), caratteristico di molti fillosilicati. Muscovite, paragonite ed illite si distinguono infatti per un alto valore in entrambi i rapporti. La pirofillite invece si presenta con valori molto inferiori ad 1 (**tab. 5.1**), un'eccezione dovuta allo stesso picco Al-OH che risulta spostato a lunghezze d'onda inferiori (**fig. 5.2**).

Il rapporto 6/7 viene preso in considerazione per evidenziare quei minerali che presentano bassi valori ( $BR < 1$ ) nel rapporto reciproco (7/6). Si tratta in particolare della clorite e degli epidoti, entrambe caratterizzati dalla presenza delle vibrazioni fondamentali del legame Fe-OH e/o dalle armoniche superiori del Mg-OH nella banda 7. Anche i carbonati hanno un basso valore nel rapporto 7/6, in risposta alla bassa

riflettanza della banda 7, collocata in prossimità del flesso dell'assorbimento tipico dei carbonati (banda 8 – **fig. 5.1**).

Il rapporto 7/8 risulta invece particolarmente utile per distinguere calcite da dolomite. La prima ha infatti un alto valore ( $BR \gg 1$ ) mentre la dolomite mostra un risultato prossimo ad 1. Lo stesso rapporto 7/8 evidenzia inoltre la maggior parte dei minerali contenenti gruppi OH legati a metalli (i.e. fillosilicati, epidoti, anfiboli), che presentano assorbimenti legati alle armoniche vibrazionali dei legami Fe/Mg(Al)-OH.

Il rapporto 9/8, situato tra il flesso ed il picco di assorbimento (banda 8) diagnostico dei carbonati, viene scelto per mettere in evidenza i carbonati. Inoltre, lo stesso rapporto, alla pari del 6/7, mette in risalto i minerali con gruppi Fe/Mg-OH come anfiboli, epidoti e cloriti (**fig. 5.1, fig. 5.2**).

Per quanto riguarda le bande dell'infrarosso termico, si è scelto il rapporto 11/10 poiché mostra alti valori per tutti i silicati di alluminio (i.e. muscovite, cianite, epidoti), dovuti alla presenza della frequenza di Christiansen a lunghezze d'onda più corte rispetto ai silicati di Fe e Mg.

Il rapporto 12/11 è stato utilizzato per il fatto che è collocato tra un minimo di riflettanza ed un massimo legato alle bande di *restrahlen* di biotite, staurolite e cianite (**fig. 5.1**); ciò permette di distinguerli dal gruppo dei granati (i.e. almandino, grossularia) e dalla famiglia dei feldspati (i.e. albite, anortite) che mostrano valori inferiori all'unità (**tab. 5.1**).

Il rapporto 13/14 distingue calcite ( $BR > 1$ ) da dolomite ( $BR < 1$ ), per la diversa forma dell'assorbimento vibrazionale del carbonato (**fig. 5.1**). Lo stesso rapporto è utile per discriminare grossularia ( $BR > 1$ ) da almandino ( $BR < 1$ ) (**tab. 5.1**).

Infine il rapporto 12/13, relativo a due bande spettrali separate da 1500nm e per questo dà un'informazione legata più all'andamento generale della riflettanza dello spettro TIR, evidenzia molto bene la presenza di quarzo e silicati di alluminio rispetto a carbonati e silicati di ferro e magnesio (**tab. 5.1**). Il rapporto 12/13 applicato a miscele di minerali (rocce) può essere considerato quindi come un indice di acidità o contenuto in silice.

Tutti questi rapporti tra banda vengono calcolati automaticamente da un algoritmo appositamente implementato nel *Model Builder* di ARCMAP. I BR così ottenuti vengono quindi visualizzati sia in scala di grigi ed in combinazione a falsi colori, per analisi puramente qualitative, che in classi di variazione percentuale per analisi semiquantitative (**capitoli 6 e 7**).

### 5.1.2 Miglior rapporto tra bande

Per ottimizzare la scelta dei rapporti tra bande più adatti al riconoscimento di una o più litologie è stata condotta un'analisi statistico-quantitativa sulle firme spettrali (*end-member*) ricavate dall'immagine ASTER in zone a litologia nota. Il procedimento, implementato utilizzando MATLAB, è stato chiamato *Best Band Ratio* (BBR). L'algoritmo del BBR, per ogni combinazione di rapporti tra bande ( $b_x/b_y$ ), calcola la differenza assoluta tra tutte le litologie considerate ( $g_{1,2,\dots,n}$ ).

$$b_{x/y}(g_1, g_2) = \|b_x g_1 - b_y g_1\| - \|b_x g_2 - b_y g_2\| \quad (\text{eq. 5.5})$$

Questi valori indicano il potenziale discriminatorio tra le due litologie considerate ( $g_1$  e  $g_2$ ), ed in particolare, considerando solo due litologie, tra tutte le combinazioni di BR, quelli con i massimi valori di  $b_{x/y}(g_1, g_2)$  indicano il BR più idoneo per distinguerle.

Nel caso le litologie siano più di una si procede con il calcolo della media dei valori  $b_{x/y}(g_n, g_n)$  relativi ad uno stesso rapporto. Infine per ogni litologia, il valore che si discosta di più dalla media indica il miglior BR atto a distinguere lo spettro indagato dagli altri presi in considerazione.

Il vantaggio del BBR è quello di considerare tutte le combinazioni di rapporti tra bande e di trovare la più adatta per distinguere due o più litologie (spettri) in poco tempo.

### 5.1.3. Profondità relativa di banda di assorbimento

Le immagini della profondità relativa dell'assorbimento di banda (*Relative Absorption Band Depth* – RBD; **Crowley et al., 1989**) sono molto utili per valutare l'intensità di particolari assorbimenti.

Per una data figura di assorbimento, rappresentata da due bande collocate sulle sue due spalle ( $b_1, b_3$ ) ed una in corrispondenza del minimo ( $b_2$ ), la RBD è definita come la somma delle spalle diviso il minimo:

$$RBD_2 = \frac{b_1 + b_3}{b_2} \quad (\text{eq. 5.5})$$

Questa operazione, ha il vantaggio di considerare simultaneamente 3 bande, inoltre riesce a rimuovere il continuum (albedo generale), enfatizzando l'intensità della figura di assorbimento (**Crowley et al., 1989; Rowan & Mars, 2003; Bertoldi et al., 2011**).

In **tabella 5.1** sono riportati le RBD più significative dei minerali presi in considerazione, nelle lunghezze d'onda del VNIR e SWIR. Inoltre sono evidenziati i valori di scostamento dai casi di andamento piatto ( $b_1=b_2=b_3$ ,  $RBD = 2$ ) e più in particolare con colori azzurri e blu si sono indicati i casi in cui è presente un massimo ( $b_2 > b_1$  e/o  $b_3$ ,  $RBD < 2$ ) mentre con colori gialli e rossi si sono indicati i casi in cui è presente un minimo ( $b_2 < b_1$  e/o  $b_3$ ,  $RBD > 2$ ).

RBD2 ( $(b_1+b_3)/b_2$ ) è definito sulla base del massimo relativo nella banda 2, causato dai due assorbimenti simultanei nelle bande 1 e 3, o solo nella banda 1 a lunghezze d'onda più corte (UV - prima parte del VIS). Questi assorbimenti sono dovuti alla presenza di metalli di transizione (i.e.  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $Mn^{3+}$ ), caratteristica di molti ossidi ed idrossidi (goethite, ematite, jarosite – **fig. 5.2**) che mostrano infatti bassi valori di RBD rispetto agli altri minerali (**tab. 5.1**).

RBD5 ( $(b_4+b_6)/b_5$ ) è definito sulla base degli assorbimenti dovuti alla presenza di Al-OH che in alcuni fillosilicati, tipicamente di alterazione (i.e. pirofillite, paragonite, illite, caolinite), si manifesta con un minimo nella banda 5. RBD5 mette inoltre in risalto con bassi valori ( $RBD < 2$ ) i silicati contenenti gruppi OH e Fe/Mg-OH (i.e. biotite, orneblenda, clorite – **fig. 5.1, 5.2**). RBD5 mostra risultati simili, ma più accentuati, al rapporto tra bande 4 e 5.

RBD6 ( $(b_5+b_7)/b_6$ ) è centrato sull'assorbimento principale dell'Al-OH, caratteristico dei fillosilicati (i.e. muscovite, caolinite, illite) che presentano valori elevati ( $>2$ ), ad eccezione della pirofillite (**tab. 5.1**), il cui assorbimento è spostato a lunghezze d'onda più corte.

RBD7 ( $(b_6+b_8)/b_7$ ), centrato tra i minimi dell'assorbimento di Fe-OH (banda 8) e di Al-OH (banda 6), mette in risalto la presenza di clorite ( $RBD > 2$ ) da quella dei fillosilicati con Al-OH ( $RBD < 2$ ). RBD7 è inoltre posizionato sulla spalla dell'assorbimento dello ione carbonato, che si mostra con un minimo di riflettanza nella banda 8, molto più ampio per la dolomite rispetto alla calcite (**fig. 5.1**). RBD7 è quindi utile nella distinzione della dolomite ( $RBD > 2$ ) dalla calcite ( $RBD = 2$ ) (**tab. 5.1**).

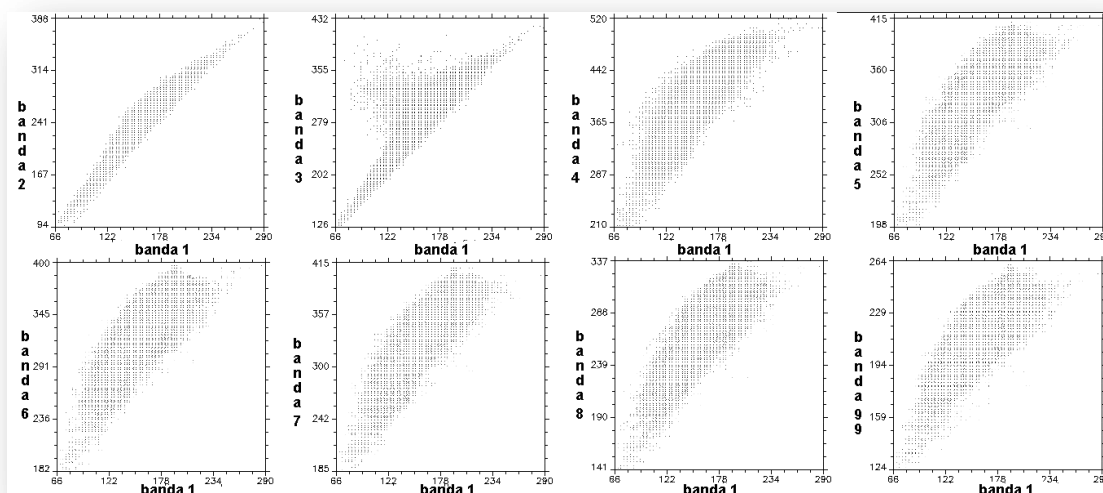
RBD8 ( $(b_7+b_9)/b_8$ ) è centrato al minimo di assorbimento dello ione carbonato e mostra di conseguenza valori elevati sia per la calcite che per la dolomite (**tab 5.1**). Un simile comportamento è visibile anche nei fillosilicati di alterazioni (i.e. clorite, pirofillite, paragonite, illite), orneblenda ed epidoto, silicati accomunati dal fatto che contengono gruppi OH legati ad ioni metallici (Mg, Fe, Al), i cui legami mostrano assorbimenti vibrazionali dovuti alle armoniche fondamentali nella banda 8 (**fig. 5.1**).

Le profondità relative dell'assorbimento di banda, calcolate automaticamente mediante un algoritmo nel *Model Builder* di ARCMAP, sono state applicate alle immagini multispettrali ASTER per poi essere visualizzate sia in scala di grigi ed in combinazione a falsi colori, per analisi qualitative, che in classi di variazione percentuale per analisi semiquantitative (**capitoli 6 e 7**). Il vantaggio nella visualizzazione a falsi colori di tre RBD è quello di utilizzare un'unica immagine per mostrare contemporaneamente le informazioni relative a 9.

#### 5.1.4. Analisi delle componenti principali

Spesso le diverse bande di un'immagine multispettrale o iperspettrale sono altamente correlate tra di loro, e presentano quindi una certa ridondanza di informazioni che inficia sulla loro analisi.

La **figura 5.3** riporta la distribuzione dei valori dei singoli pixel nella banda ASTER 1 rispetto a tutte le altre bande VNIR e SWIR nell'area di studio del Marocco (**capitolo 6**) e ben mostra come vi sia un certo grado di correlazione tra i dati provenienti da bande spettrali diversi.



**Figura 5.3.** Distribuzione dei valori dei singoli pixel della banda 1 in funzione di tutte le altre bande sul ritaglio nell'area di studio del Marocco (capitolo 6).

Per ovviare a questo problema, un potente mezzo è l'analisi delle componenti principali (*Principal Component Analysis* - PCA - **Singh & Harrison, 1985; Massironi et al., 2008; Bertoldi et al. 2011**), una trasformazione dello spazio geometrico mirata a rimuovere le ridondanze nelle serie di dati (**Ready & Wintz, 1973**).

Dal punto di vista matematico, la PCA è una trasformazione lineare di una distribuzione  $n$  dimensionale ( $n$  = numero di bande), nei suoi autovettori, ortogonali tra di loro. L'immagine dell'autovettore corrispondente al più grande autovalore (massima varianza) è la prima componente principale (PC1), quella del secondo autovalore la seconda componente principale (PC2) mentre quella corrispondente al più piccolo autovalore è l'ultima (PC $n$ ) (**fig. 5.4**). Nella maggior parte delle PCA, le prime 3 componenti costituiscono il 95% della variabilità totale dei dati, di conseguenza sono quelle più frequentemente utilizzate.

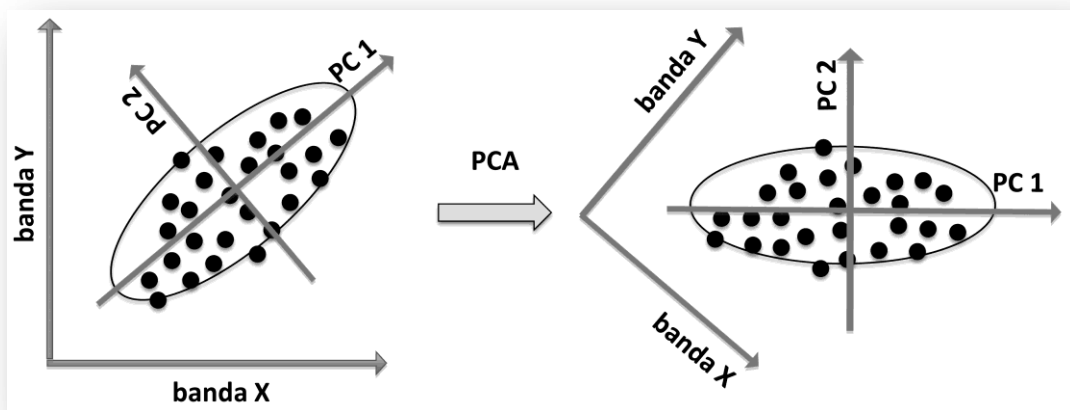


Figura 5.4. Visualizzazione grafica della trasformazione di due serie di dati correlati (banda x, y) mediante l'analisi delle componenti principali.

Nonostante ciò, nelle analisi delle PC in applicazioni geologiche (discriminazione litologica), la prima PC non viene quasi mai utilizzata, poiché corrisponde alla componente con massima varianza e quindi al parametro più correlato tra le diverse bande. Per quanto riguarda i dati ASTER si è ad esempio osservato che la PC1 delle bande VNIR-SWIR è legata all'illuminazione (topografia e posizione del sole), enfatizzando di conseguenza la differenza tra zone in ombra e zone in luce, mentre la PC1 nelle bande TIR alla temperatura (altitudine), enfatizzando di conseguenza il gradiente termico ed eventuali anomalie (**capitolo 7**).

Nel caso del sensore ASTER si è preferito applicare la PCA separatamente nei canali SWIR e TIR, con lo scopo di considerare misurazioni provenienti dallo stesso sistema ottico ed in intervalli di lunghezze d'onda con caratteristiche simili.

## 5.2. Tecniche di classificazione

Le tecniche di classificazione si basano su due principali famiglie di algoritmi, detti *unsupervised* ed *supervised*.

Nelle classificazioni *unsupervised*, i diversi *end-member* che definiscono le classi spettrali, vengono ricavati automaticamente dall'analisi statistica dei dati considerati mentre in quelle *supervised*, sono definiti a priori, prima dell'applicazione dell'algoritmo classificativo.

In questo lavoro si sono testate due tecniche di classificazione *supervised*: *Spectral Angle Mapper* (SAM) e massimo verosomigliante (*Maximum Likelihood* – MLL).

Gli spettri di input sono stati selezionati sia su aree dell'immagine controllate a terra (*Region of Interest* - ROI) (SAM, MLL) che da firme di laboratorio di minerali e rocce, ricampionate alla risoluzione ASTER (SAM).

### 5.2.1. *Spectral Angle Mapper*

La mappa dell'angolo spettrale (*Spectral Angle Mapper* - SAM - **Kruse et al., 1993**) è una particolare tecnica di classificazione basata su principi fisici, in cui un determinato pixel per essere attribuito ad una classe caratterizzata da una data firma spettrale di riferimento (*end-member*) deve avere un grado di somiglianza spettrale inferiore ad un angolo n-dimensionale (n = numero di bande) inserito a priori.

Questo metodo confronta due spettri alla volta, calcolando l'angolo di differenza e considerando quest'ultimo come un vettore in uno spazio n-dimensionale. Angoli piccoli portano a considerare una maggiore somiglianza tra gli spettri *end-member* e quelli del pixel da classificare. I pixel che hanno angoli maggiori dell'angolo posto come limite di somiglianza non vengono classificati.

Questa tecnica, se utilizzata su dati di riflettenza correttamente calibrati, è insensibile agli effetti di illuminazione ed albedo.

### 5.2.2. Massimo verosomigliante

La classificazione del massimo verosomigliante (*Maximum Likelihood* -MLL - **Richards, 1999**), parte dall'assunzione che i diversi *end-member* considerati abbiano delle distribuzioni normali nelle varie bande. Le classi sono quindi definite dai parametri di una funzione di densità di probabilità Gaussiana (media e varianza),



conseguentemente MLL calcola la probabilità che un dato pixel appartenga ad una determinata classe e lo classifica secondo quella con la massima probabilità, a meno che non sia specificata una soglia di probabilità.

Dal punto di vista probabilistico, un pixel  $x$  della scena appartiene ad una determinata classe  $C$  se:

$$P(C|x) > P(C_k|x)$$

Dove  $P(C|x)$  è la probabilità condizionale dei pixel  $x$  rispetto alla classe  $C$  e  $P(C_k|x)$  è la probabilità condizionale dei pixel  $x$  rispetto alla classe  $C_k$ .

La classificazione MLL utilizzata nel presente lavoro è basata sulla seguente funzione discriminante (**Richards, 1999**):

$$g_i(x) = \ln p(\omega_i) - \frac{1}{2} \ln |\Sigma_i| - \frac{1}{2} (x - m_i)^t \Sigma_i^{-1} (x - m_i)$$

Dove  $i$  sono le classi considerate,  $x$  i valori nelle  $n$  bande,  $p(\omega_i)$  è la probabilità che la classe  $i$  sia presente nell'immagine,  $|\Sigma_i|$  è il determinante della matrice di covarianza dei dati nella classe  $i$ ,  $\Sigma_i^{-1}$  è la matrice inversa di  $\Sigma_i$  mentre  $m_i$  è il vettore della media di ciascuna classe.



## 6. Anti Atlante orientale (Marocco)

### 6.1. Inquadramento geologico

La catena montuosa precambrica dell'Anti Atlante, è il risultato dell'orogenesi Panafricana, avvenuta all'incirca 600Ma durante la collisione tra il limite settentrionale del cratone Africano Occidentale (WAC – *West African Craton*) e un arco magmatico posto più a nord di età neoproterozoica (**Saquaque et al. 1989; Heferan et al. 1992, 2000, 2002; Ennith & Liégeois, 2001**). Brandelli discontinui di ofioliti (i.e. Gruppo di Bou Azzer) lungo una zona di sutura molto estesa, testimoniano il bacino oceanico formatosi durante il *rifting* pre-Panafricano a circa  $788\pm 10$ Ma (Rb/Sr - **Clauer, 1976**), che venne quasi totalmente subdotto durante la collisione (**fig. 6.1**).

Oltre all'Anti Atlante, l'orogenesi Panafricana ha causato la formazione di numerose catene montuose nell'Africa nord occidentale, tra cui l'Ougart, i monti Pharusiani-Tuareg, Gourma e Dahomenyani ad est, ed i monti Mauretani, Bassaridi e Rokelidi ad ovest. Complessivamente si riconoscono una serie di linee di sutura sincrone che si estendono in senso orario dalla Liberia al Golfo di Benin, tra cui la sutura Transahariana, estesa ad est per 2000Km e la sutura Mauritana, estesa ad ovest per più di 3000Km.

La catena dell'Anti Atlante è composta da due principali unità strutturali, un basamento Paleoproterozoico formatosi durante l'orogenesi Eburneana (circa 2 Ga) che affiora in un numero limitato di finestre tettoniche (falda di Zenaga) e sequenze Neoproterozoiche di basamento e intrusioni, con coperture vulcano-sedimentarie. Queste formazioni appaiono in genere debolmente metamorfosate e deformate dall'evento orogenico Panafricano. Il tutto è poi coperto in discordanza da una sequenza sedimentaria paleo-mesozoica che affiora soprattutto ai bordi settentrionali della catena.

L'area analizzata si trova nel massiccio del Jebel Saghro (Anti Atlante orientale-Marocco sud-orientale), dove affiorano sia le unità di basamento neoproterozoico che le coperture sedimentarie paleo-mesozoiche (**fig. 6.2**). Le unità di basamento sono qui composte da una sequenza Cryogeniana di meta-torbiditi, il Gruppo del Saghro, ed intercalazioni di colate basaltiche (**Thomas et al. 2004**), intruse da due associazioni magmatiche appartenenti al Supergruppo di Ouarzazate, che testimoniano il paleo arco

6. Anti Atlante orientale (Marocco)

vulcanico posto a nord del WAC (Saquaque et al., 1992; Hefferan et al. 2000; Thomas et al., 2004).

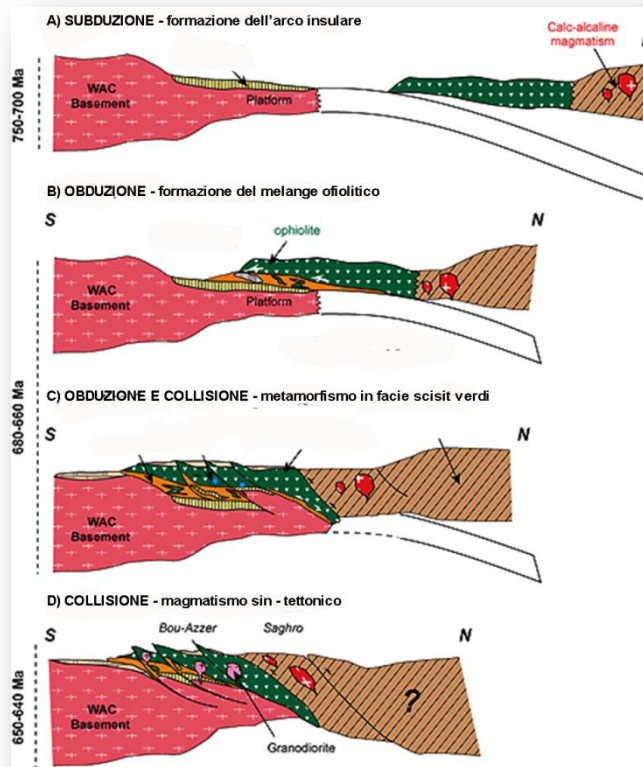


Figura 6.1. Modello evolutivo del bordo settentrionale del WAC durante l'orogenesi Pan-Africana, lungo un profilo che attraversa l'area di studio (fig. 6.2). Modificato da Bousquet et al., 2008.

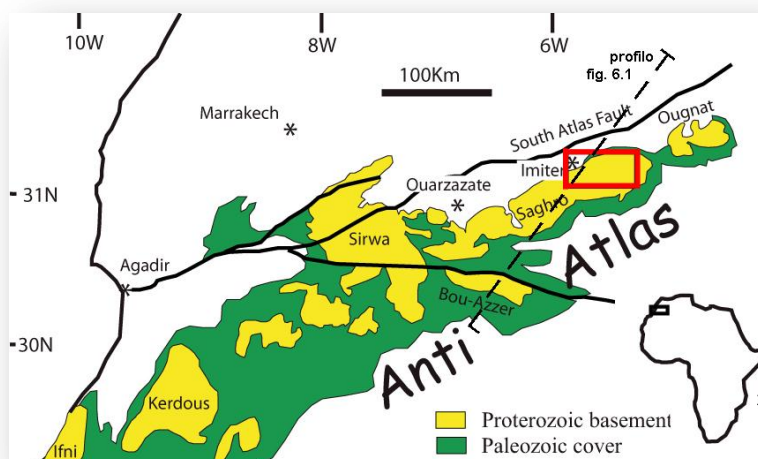


Figura 6.2. Mappa geologica delle principali unità strutturali dell'Anti Atlante. In rosso è evidenziata l'area di figura 6.3. E' inoltre presente la traccia del profilo considerato in figura 6.1. Modificato da Massironi et al., 2008.

L'associazione magmatica più antica, datata al Cryogeniano superiore, è caratterizzata da intrusioni calc-alcaline/trondhjemitiche a loro volta intruse e/o ricoperte da un'associazione più recente, di età Ediacariana, composta da corpi plutonici di composizione calc-alkalina da basso-K ad alto-K, vulcaniti e sequenze vulcano clastiche (gruppo di Ouarzazate).

Il massiccio del Saghro costituisce un plateau ondulato con una quota media di circa 1800m. I rilievi più alti (2100m) sono generalmente costituiti dalle sequenze vulcaniche e vulcanoclastiche di età Ediacariana, mentre le meta-torbiditi e i corpi plutonici affiorano esclusivamente nel plateau sottostante.

### 6.1.1 Gruppo del Saghro

Il Gruppo del Saghro è costituito da una sequenza Cryogeniana di meta-torbiditi con intercalazioni di colate basaltiche (**Thomas et al. 2004**) che affiorano in particolare all'interno delle finestre tettoniche (*boutoniers*) di Imiter e Boumalne (**fig. 6.3**) (**Choubert, 1945, 1952**). Queste rocce presentano deformazioni duttili (pieghe e in alcuni casi foliazioni incipienti) ed un debole metamorfismo in facies scisti verdi, a testimonianza dell'orogenesi Panafricana (**Ighid et al., 1989; Ougur et al., 1994, Saquaque et al., 1992**). Le meta-torbiditi sono perlopiù costituite da meta-sedimenti a grana fine-media, rappresentati da filladi e meta-arenarie con biotite centimetrica, sericite, quarzo e livelli a grafite con un contenuto variabile di fenocristalli di quarzo e plagioclasti. Localmente si osservano dicchi, sill e colate di lave picrobasaltiche (**Fekkak et al., 2001**).

### 6.1.2 Supergruppo di Ouarzazate

Il Supergruppo di Ouarzazate, nella zona del massiccio del Saghro, comprende tre associazioni magmatiche (**fig. 6.3**):

- un'associazione plutonica Cryogeniana
- un'associazione vulcanica Ediacariana (gruppo di Ouarzazate)
- un'associazione plutonica Ediacariana

Due sono i plutoni di età Cryogeniana che affiorano nell'area di studio: Imider e Tiboulkhirine. Il plutone di Imider, storicamente ritenuto di età Eburneana

(**Hinderemeyer et al., 1977**), è però eroso e coperto in discordanza dal conglomerato basale di Ouarzazate di età Ediacariana. Le evidenze stratigrafiche e le recenti datazioni ( $675\pm 13$ Ma, U/Pb su Zircone; **Massironi et al., 2007**), consentono quindi di inserire il plutone di Imider nel contesto dell'evento magmatico Cryogeniano. I plutoni sono caratterizzati da litologie prevalentemente tonalitiche con tracce di un metamorfismo di basso grado. Complessivamente mostrano un carattere calc-alcantino basso in K, con fenocristalli di quarzo, plagioclasio alterato e sostituito da aggregati di epidoto e sericite, K-feldspato, biotite sostituita da clorite e clinopirosseni sostituiti da orneblenda verde.

L'associazione vulcanica e vulcano-clastica Ediacariana (Gruppo di Ouarzazate) ricopre in discordanza i meta-sedimenti Cryogeniani e non mostra invece di essere stata coinvolta nelle fasi di piegamento e metamorfismo dell'orogenesi Panafricana (**fig. 6.3**). L'attività vulcanica ha composizioni che vanno da calc-alcantine alte in K a shoshonitiche ed ha età comprese tra 570 e 545 Ma (U/Pb su Zircone - **Mifdal e Peucat, 1986; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004; Massironi et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007; Schiavo et al., 2007; El Boukhari et al., 2007**). L'attività vulcanica è testimoniata da flussi lavici e ignimbritici, duomi e depositi vulcano-clastici. Nell'area di Jebel Habab e Bou Zamour il gruppo di Ouarzazate (**Choubert, 1945, 1952; Hinderemeyer, 1953; Boyer et al., 1978**) è stato suddiviso in una sequenza inferiore costituita da flussi lavici di composizione andesitico-dacitica (complesso dacitico-andesitico di Jebel Habab) ed una superiore dominata da ignimbriti, lave e duomi di composizione riolitica (complesso di Takhatert - **Hinderemeyer et al., 1977; Massironi et al., 2007**). Le andesiti inferiori sono rocce porfiriche con fenocristalli di plagioclasio (alterati in aggregati di albite±sericite±epidoto), orneblenda bruna, biotite cloritizzata e clinopirosseno uralitizzato. Il tutto è immerso in una pasta di fondo costituita da plagioclasio alterati, quarzo, clorite, sericite ed abbondanti minerali opachi. Le ignimbriti riolitiche che invece costituiscono gran parte del complesso superiore sono costituite da quarzo e feldspato in fenocristalli, immersi in una matrice cripto cristallina.

I plutoni di età Ediacariana sono ascrivibili a due eventi magmatici calc-alcantini, uno basso in K ed uno alto in K.

I principali plutoni bassi in K (Taouzzakt e Bou Teglimt) sono di età Ediacariana Inferiore ( $572\pm 5$ Ma U/Pb su Zircone - **De Wall et al., 2001; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004; Schiavo et al., 2007**) e sono rappresentati prevalentemente da rocce granitoidi, intruse nei meta-sedimenti Cryogeniani.

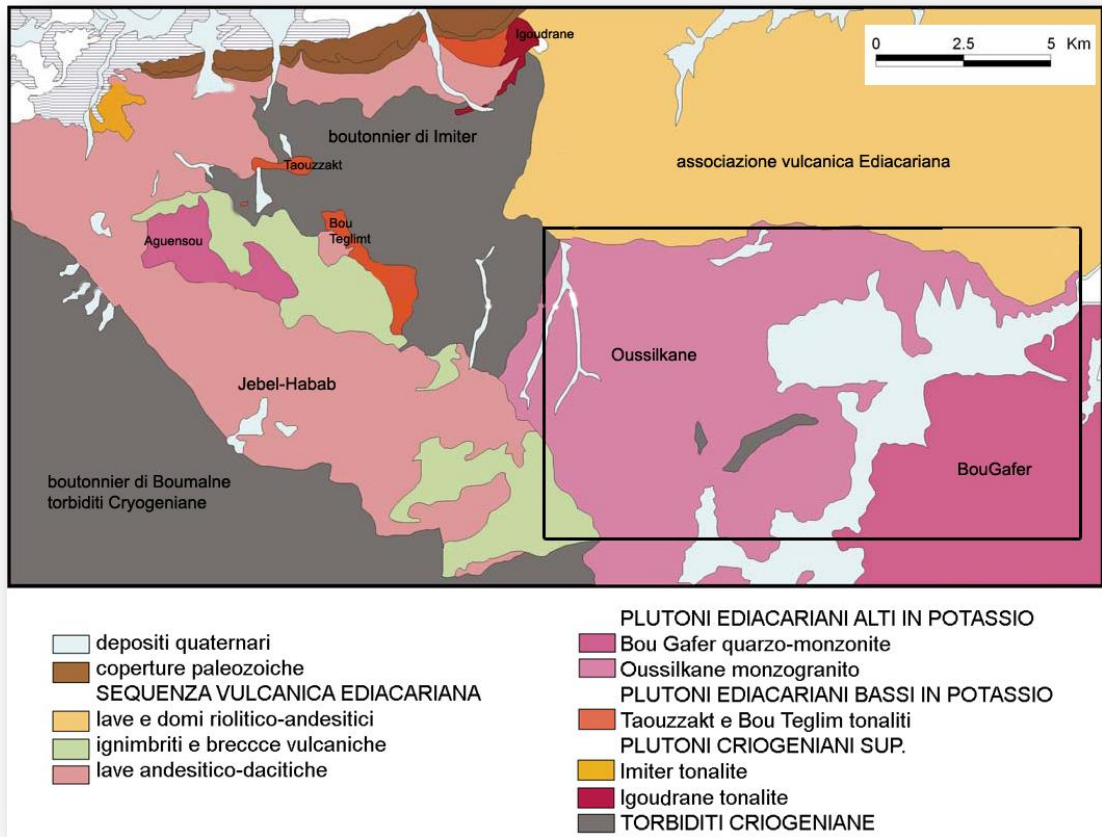


Figura 6.3. **Mappa geologica delle principali unità nel massiccio del Sagro (Anti Atlante). In nero è evidenziata l'area di studio. Modificato da Massironi et al. 2008.**

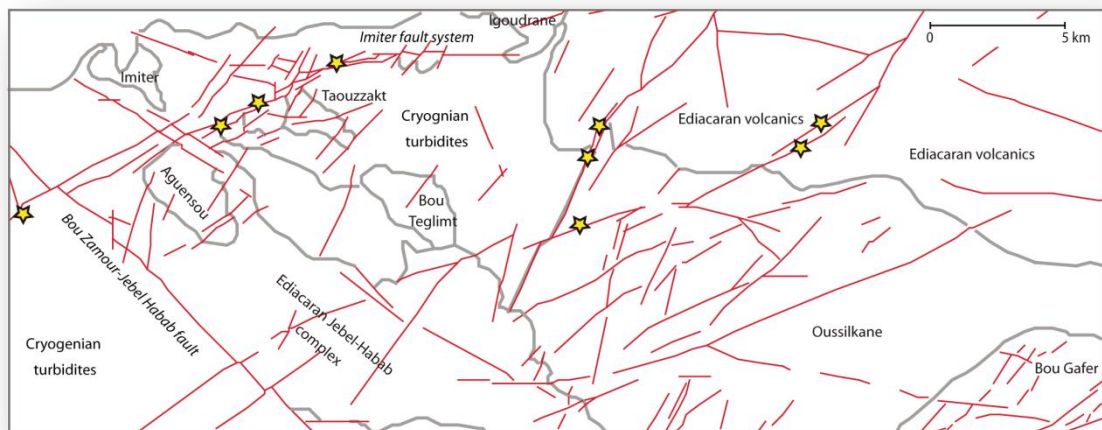


Figura 6.4. **Mappa delle principali strutture tettoniche fragili dell'area di figura 6.3. Le stelle evidenziano la presenza di mineralizzazioni all'interno delle breccie di faglia. Da Massironi et al. 2008.**

I plutoni di Taouzzakt e Bou Teglimt sono costituiti da tonaliti e quarzo-dioriti a quarzo, plagioclasio, K-feldspato, clinopirosseno, biotite ed orneblenda (spesso pseudomorfa sul clinopirosseno) e secondariamente da albite, clorite, epidoto, sericite, calcite e actinolite. Importante è la presenza di minerali opachi nelle fasi accessorie.

Le associazioni plutoniche calc-alcaline alte in K, che sono invece oggetto del presente studio, affiorano ampiamente nell'area indagata. I corpi maggiori sono il plutone di Oussilkane ( $596 \pm 20$  Ma, U/Pb su zircone - **Schiavo et al., 2007**) ed il plutone di BouGafer (**fig. 6.3**).

### 6.1.3. Strutture e mineralizzazioni

Nell'area studiata sono presenti numerose faglie normali e trascorrenti, spesso associate a vene e dicchi (**Cheilietz et al., 2002; Massironi et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007; Schiavo et al., 2007**), ascrivibili a due sistemi principali (**fig. 6.4**):

- uno orientato E-W e ben sviluppato nell'area di Imiter, dove è associato ad importanti mineralizzazioni di tipo epitermale a solfuri di Ag e Hg (**Leistel & Quadrouci, 1991; Baroudi et al., 1999; Ouguir et al., 1994; Cheilietz et al., 2002; Levresse et al., 2004**)
- uno orientato NW-SE che mette in contatto i meta sedimenti Cryogeniani con la sequenza vulcanica Ediacariana. Questo sistema è associato alla presenza di faglie normali, molto probabilmente un sistema ereditato di paleofaglie bordiere della caldera di età Ediacariana riempita poi dalle vulcaniti del Gruppo di Ouarzazate.

Si riconosce inoltre un sistema pervasivo di faglie distensive e vene orientate da NE-SW a NNW-SSE. Molte di queste hanno agito come via preferenziale per la circolazione di fluidi idrotermali sia durante che dopo l'attività vulcanica Ediacariana (**Ighid et al., 1989; Ouguir et al., 1994; Cheilietz et al., 2002**). L'attività idrotermale ha così favorito lo sviluppo di alterazioni nelle rocce incassanti (aloni di caolinizzazione), cementando a quarzo le brecce di faglia e formando mineralizzazioni metalliche, dominate dalla presenza di ematite in corpi massivi, con subordinata pirite e calcopirite (**fig. 6.4**).



Dopo l'attività tettono-magmatica Pan-Africana, molte vene e faglie sono state riattivate, in particolar modo durante il *rifting* continentale mesozoico e la seguente collisione alpina (Massironi et al., 2007; Schiavo et al., 2007).

## 6.2 Descrizione dei granitoidi studiati

Le litologie riconosciute e studiate con le analisi di telerilevamento, petrografiche e spettrografiche appartengono a quattro corpi intrusivi calc-alcalini, attribuiti all'Ediacariano medio. Questi possono a loro volta essere divisi in due gruppi: i plutoni di Oussilkane e BouGafer alti in potassio ed i plutoni di Igourdane ed Ahrrarhiz bassi in potassio (fig. 6.5).

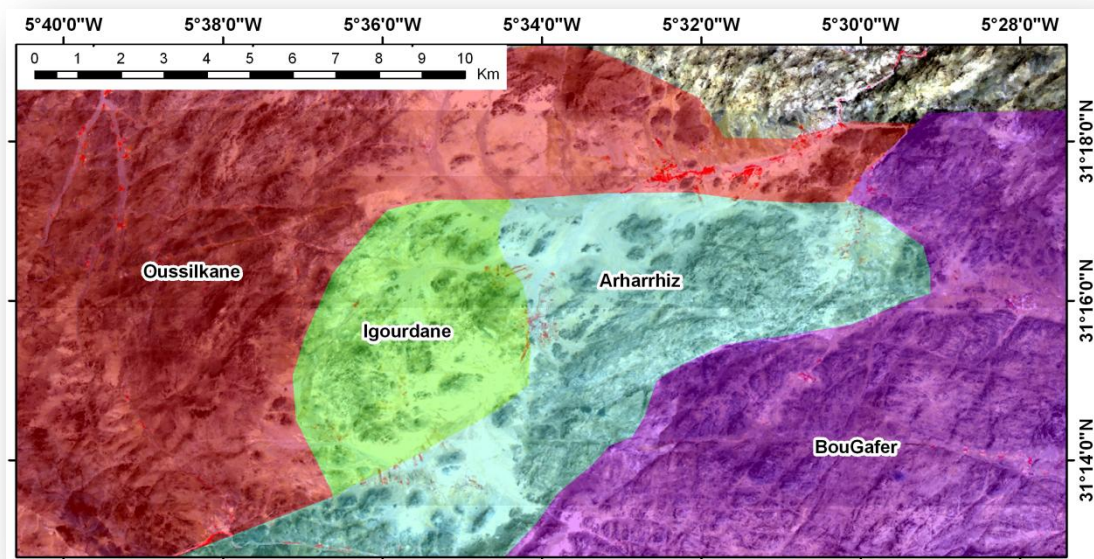


Figura 6.5. Carta geologica interpretativa dell'area studiata (inquadramento in figura 6.3), sovrapposta alla composizione a falsi colori delle bande 3,2,1 dell'immagine ASTER utilizzata nelle analisi di telerilevamento (fig. 6.11).

La serie calc-alcalina alta in K ha un contenuto di mafici superiore in confronto ai granitoidi bassi in K (38.8% vs. 20% di minerali mafici) e si caratterizza per la presenza di ortopirosseni, clinopirosseni (augite), anfibolo (da tremolitico ad actinolitico), biotite e minore orneblenda. A differenza delle intrusioni basse in K, queste rocce sono caratterizzate dalla presenza di abbondanti pirosseni e da un contenuto relativo di K-Feldspato maggiore rispetto al Plagioclasio (da 17.8% nei monzogabbri/monzodioriti a 84% nelle sieniti).

I graniti bassi in K di Arharrhiz e Igourdane si distinguono inoltre da quelli di BouGafer e Oussilkane per una composizione più sodica del plagioclasio (plagioclasio albitico) e per il minore contenuto in minerali mafici (3-4% - Arharrhiz) che sono rappresentati da individui ben conservati di biotite ed orneblenda verde.

### 6.2.1 Plutone di Oussilkane

Il plutone di Oussilkane affiora ad oriente della finestra di Imiter (**fig. 6.3**) su una superficie di circa 200Km<sup>2</sup> e va a costituire due diverse zone, caratterizzate da una diversa morfologia. In particolare, nelle porzioni più occidentale affiora lungo una serie di alte colline mentre ad est, nell'area di studio, forma un vasto altipiano. A nord e a sud-ovest è ricoperto in discordanza dall'associazione vulcanica di età Ediacariana mentre lungo il bordo più orientale risulta intruso dai plutoni di Arharrhiz ed Igourdane (**Errami et al., 1999; Schiavo et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007**) (**fig. 6.5**). I litotipi principali sono costituiti da quarzomonzoniti e monzograniti e sieniti associati a monzogabbri e quarzodioriti caratterizzati dalla presenza di hyperstene. L'associazione mineralogica primaria è data da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite, ortopirosseno e clinopirosseno (augite) (**fig. 6.6**).

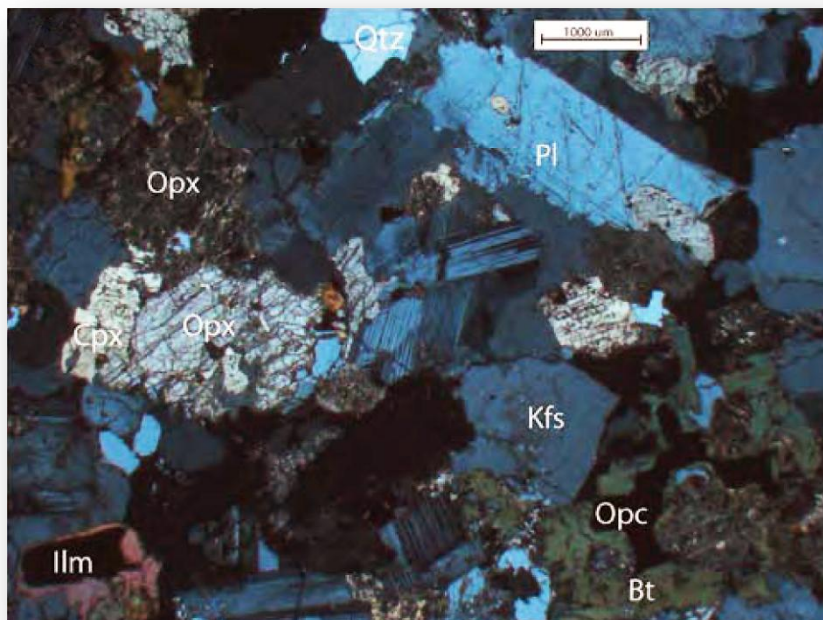


Figura 6.6. Sezione sottile a Nicols incrociati di un campione del plutone di Oussilkane (monzonite). Kfs = K-feldspato, Bt = biotite, Pl = plagioclasio, Qtz = quarzo, Opx = orto pirosseno, Ilm = ilmenite, Opc = minerali opachi.

### 8.2.2 Plutone di BouGafer

Il plutone di BouGafer costituisce un corpo di estensione pari a 230Km<sup>2</sup>, caratterizzato da una forma grossomodo rettangolare, con un lato maggiore di circa 13Km ed uno minore di 10Km. Esso affiora nella zona più orientale dell'area studiata dove presente un contatto tettonico con il plutone di Arharrhiz. Lungo il bordo più settentrionale, mostra contatti intrusivi sia con il plutone di Oussilkane che con la sequenza vulcanica Ediacariana (**fig. 6.5**). Le relazioni stratigrafiche con i plutoni di Arharrhiz ed Igourdane non sono però state ancora ben definite (**Schiavo et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007**). Dal punto di vista litologico è principalmente costituito da due litotipi: una quarzo monzonite che costituisce il nucleo dell'omonimo massiccio ed un sienogranito nelle zone periferiche. L'associazione mineralogica primaria comprende quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite, pirosseno (augite) ed anfibolo. Il plutone si mostra profondamente alterato, infatti, il K-feldspato è spesso trasformato in caolino e sericite mentre la biotite risulta cloritizzata ed il pirosseno completamente sostituito da minerali opachi (**fig. 6.7**). BouGafer ha una composizione mineralogica modale meno variabile di quello di Oussilkane ed è distinguibile soprattutto per l'abbondanza di ilmenite, magnetite ed ematite (**fig. 6.7b**).

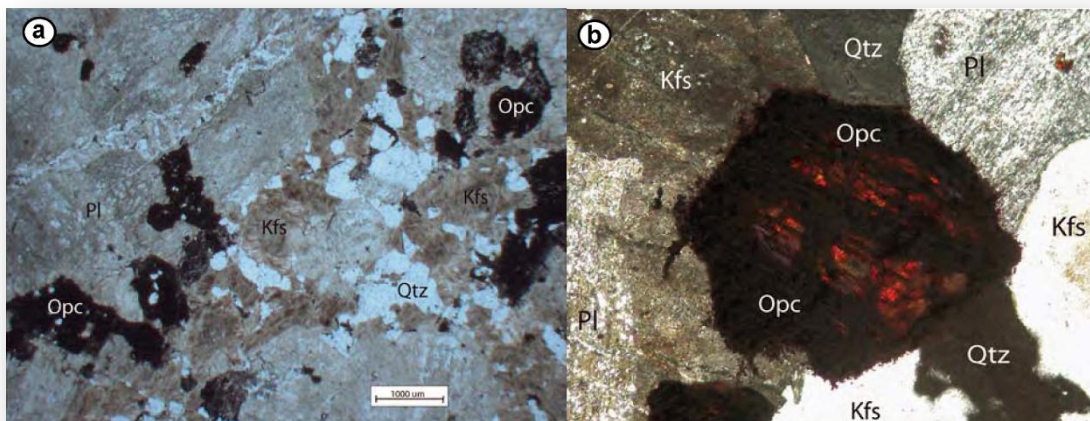


Figura 6.7. a) Sezione sottile a Nicols paralleli di un campione del plutone di BouGafer (quarzo-monzonite), in cui si nota la sostituzione dei pirosseni da parte di minerali opachi (Opc). b) Particolare di un ortopirosseno completamente sostituito da minerali opachi, tra cui si riconosce una intercrescita di ematite (ingrandimento 20X). Kfs = K-feldspato, Pl = plagioclasio, Qtz = quarzo; Opc = minerali opachi.

### 6.2.3 Plutone di Igourdane

Il plutone di Igourdane è un piccolo corpo intrusivo di 5Km<sup>2</sup> con una forma grossomodo circolare. Esso costituisce delle modeste colline, che emergono dalla pianura sabbiosa nel bel mezzo dell'area di studio, tra i plutoni di Arharrhiz ed Oussilkane (**fig. 6.5**). Dal punto di vista litologico è costituito da graniti porfirici a quarzo, plagioclasio e K-feldspato.

### 6.2.4 Plutone di Arharrhiz

Il plutone di Arharrhiz mostra dei chiari contatti intrusivi con il plutone di Oussilkane ad ovest, mentre ad est è in contatto tettonico con i graniti a pirosseno di BouGafer (**fig. 6.5**). Dal punto di vista litologico è prevalentemente caratterizzato da monzograniti a biotite. La composizione mineralogica primaria è data da quarzo, plagioclasio albitico (<10%An), K-feldspato, biotite e rari cristalli di orneblenda e pirosseno (augite) (**fig. 6.8**).

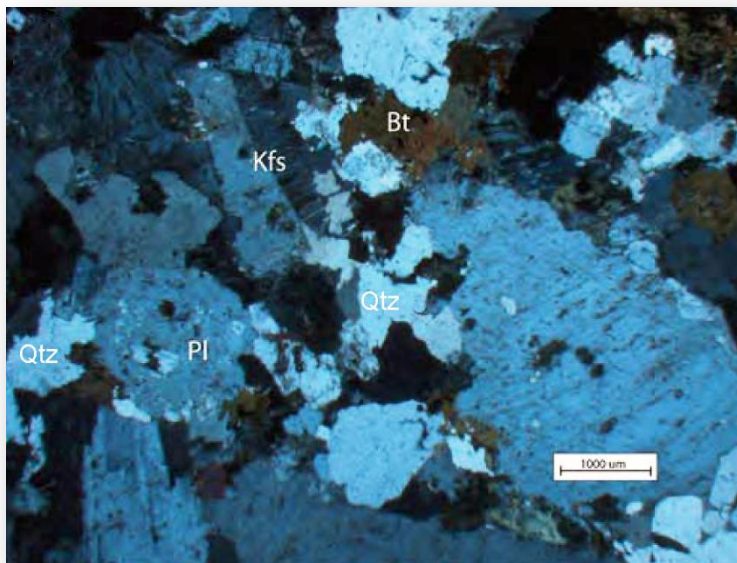


Figura 6.8. Sezione sottile a Nicols incrociati di un campione del plutone di Arharrhiz (granito). Kfs = K-feldspato, Bt = biotite, Pl = plagioclasio, Qtz = quarzo.

### 6.3. Alterazioni superficiali

Tutte le rocce magmatiche che affiorano nell'area di studio, indipendentemente dalla composizione, sono più o meno coperte da una patina di alterazione ricca in ossidi di Fe e Mn, tipica degli ambienti aridi-desertici: la vernice del deserto (i.e. **Hooke et al., 1969; Potter & Rossman, 1977, 1979; Dorn & Oberlander 1981; Rivand et al., 1992**). A questa si aggiungono dei piccoli aggregati (<100µm) di minerali argillosi che a volte vanno a costituire una fine mistura associata agli stessi ossidi metallici (**fig. 6.9a**).

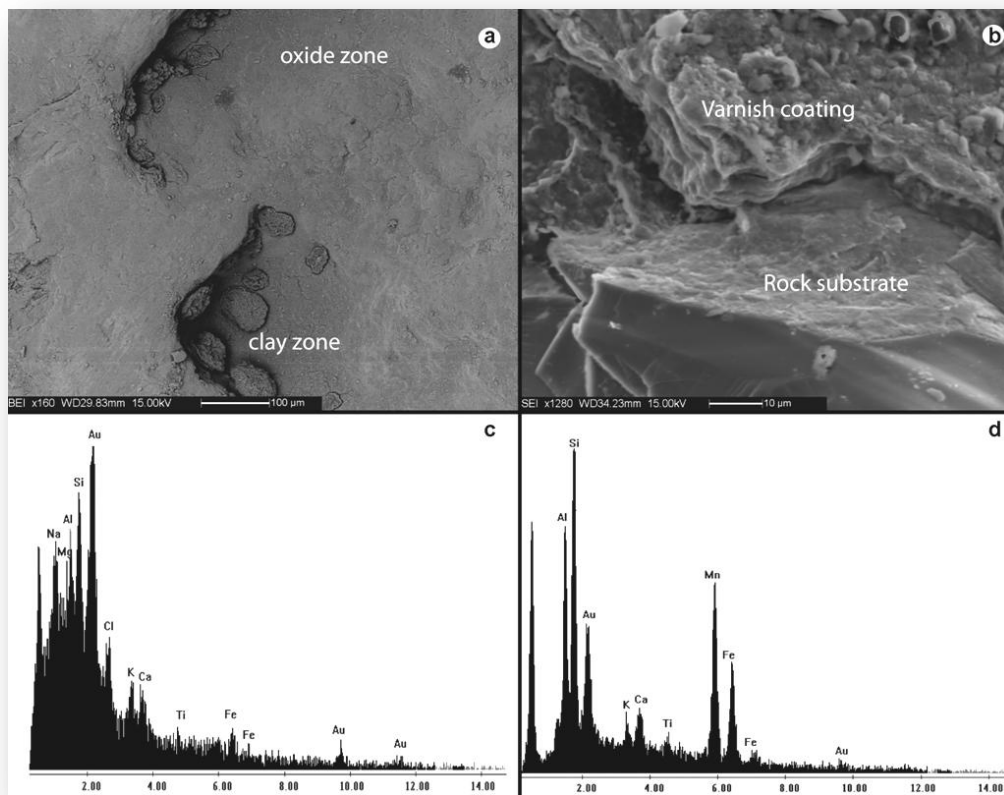


Figura 6.9. a) Immagine degli elettroni di *backscatter* SEM (*Scanning Electron Microscope*) della superficie di un affioramento di monzonite (plutone di Oussilkane) in cui riconoscono due zone a composizione diversa: la vernice del deserto (fig. 6.9c) e delle zone con minerali argillosi concentrate nelle micro-depressioni della prima (fig. 6.9d). b) Immagine SEM degli elettroni secondari del contatto tra l'alterazione superficiale (vernice del deserto) e la roccia sottostante, nella fattispecie un cristallo di quarzo. In sezione, la vernice del deserto risulta composta da livelli di circa 10µm, sub-paralleli alla superficie rocciosa. c) Analisi semiquantitativa effettuata con uno spettrometro a dispersione di energia (*Energy Dispersive Spectrometry* - EDS) di una zona costituita da minerali argillosi (fig. 6.9a), indicati dalla presenza dei picchi di Ca, Mg, Fe, Al, Na e Si. Au è legato alla copertura conduttiva in oro del campione analizzato. d) Analisi semiquantitativa effettuata con uno spettrometro a dispersione di energia (*Energy Dispersive Spectrometry* - EDS) di una zona costituita da Si ed ossidi di Fe e Mn, elementi che costituiscono la vernice del deserto (fig. 6.9a).

I granuli di minerali che costituiscono le rocce granitoidi, generalmente olocristalline, rispondono in maniera molto diversa sia all'alterazione che all'erosione, in funzione dell'esposizione differenziale agli agenti atmosferici (vento, sole) e subordinatamente dalla mineralogia e tessitura della roccia considerata (**Rivard et al., 1992**). Per questo motivo, le patine di alterazione sono estremamente variabili e non seguono una regola ben precisa. Nonostante ciò, si è notato che anche una composizione più o meno femica influisce sull'abbondanza di vernice del deserto. Per esempio, gli affioramenti del plutone di Oussilkane, che ha un maggiore contenuto in minerali femici (biotite, pirosseni, anfiboli e ossidi ed idrossidi di Fe e Mg) rispetto agli altri plutoni analizzati (i.e. Arharrhiz), risultano abbondantemente coperti dalla vernice del deserto.

Alcune superfici così alterate, sono state analizzate utilizzando il microscopio elettronico a scansione (SEM) del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova (**fig. 6.9c,d**). L'analisi morfologica, eseguita utilizzando le immagini degli elettroni *backscattered* e secondari, hanno mostrato come in sezione, le patine di vernice del deserto siano costituite da sottili lamine che complessivamente raggiungono spessori di circa 10µm di spessore (**fig. 6.9b**). L'analisi semiquantitativa degli elementi maggiori tramite lo spettrometro a dispersione di energia (EDS-EDA) montato sullo stesso SEM ha rilevato che la vernice del deserto si caratterizza per la presenza di silice ed ossidi di Fe e Mn (**fig. 6.9d**) Nelle micro-depressioni sono state trovate invece concentrazioni elevate di Na e Cl (cloruro di sodio) e Na, Ca, Mg, Fe, Al e Si, indici della presenza di minerali appartenenti al gruppo delle argille (**fig. 6.9c**).

Poiché la vernice del deserto influenza notevolmente la risposta spettrale della superficie/roccia indagata, si sono analizzate le firme spettrali di laboratorio, ad alta risoluzione e ricampionate secondo la risoluzione di ASTER (**fig. 6.10**) di tre campioni, della libreria dell'USGS (**capitolo 3.2.2**). Tutte le firme presentano caratteristiche molto simili. Nella regione del VNIR e a lunghezze d'onda più corte sono accomunate da una riflettanza molto bassa data da un forte assorbimento, che indica la presenza di ossidi di Fe e Mn (i.e. ematite, pirolusite – **fig. 5.2**). Questi sono altresì responsabili della colorazione da rossa-bruna a nera, della stessa vernice del deserto. Nella regione dell'infrarosso medio (SWIR) sono invece chiaramente presenti gli assorbimenti diagnostici di minerali idrati, quali i fillosilicati (minerali delle argille – **fig. 5.2**). In particolar modo, nelle firme ad alta risoluzione si riconoscono i minimi a 1.4µm e 1.9µm di H<sub>2</sub>O e OH<sup>-</sup>, che però sono fuori dall'intervallo spettrale analizzato da ASTER (**fig. 6.10**). Infine, sia nelle firme ad alta risoluzione che in quelle ricampionate alla

risoluzione di ASTER si hanno gli assorbimenti dei legami vibrazionali di Al-OH ed Fe-OH (**fig. 6.10**), che indicano la presenza di minerali di alterazione (jarosite, epidoti, caolinite, pirofillite – **fig. 5.2**).

Le figure spettrali si mostrano concordi ai risultati ottenuti dalle analisi semiquantitative effettuate al microscopio elettronico.

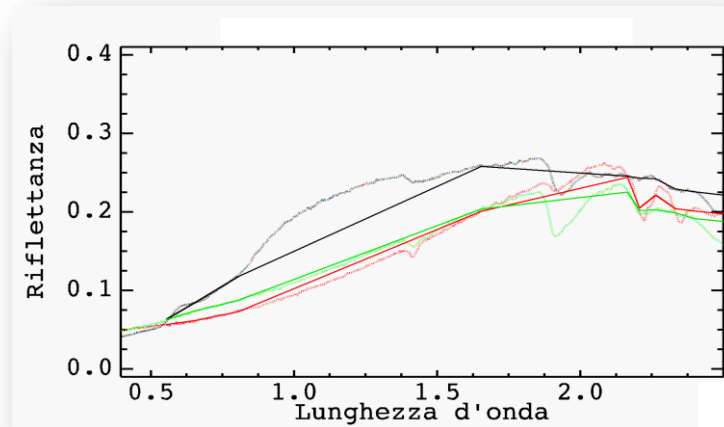


Figura 6.10. Firme spettrali di tre superfici coperte da vernice del deserto (fonte libreria USGS), ad alta risoluzione (linea tratteggiata) e ricampionati alla risoluzione di ASTER (linea continua).

#### 6.4. Immagine ASTER

Nello studio dell'area marocchina si è utilizzata un'immagine ASTER di livello 1°, centrata a 31.09° latitudine nord e -5.77° longitudine est. In particolare, si tratta del granulo ASTL1A 0514200111190505242001095757, acquisito il 14/05/2001.

L'immagine è stata corretta per gli effetti atmosferici, considerando un modello atmosferico per le estati delle medie latitudini (*mid-latitude summer* = 2.92 g/cm<sup>3</sup> di vapore acqueo in atmosfera) ed un modello di aerosol rurale (**capitolo 4.2.4**).

L'analisi del modello digitale delle altezze (ASTERGDEM\_N31W006), ritagliato secondo l'area di interesse (300Km<sup>2</sup>) mostra un'altezza media sul livello del mare di 1788m con una deviazione standard di 109m ed una pendenza media di 9° con una deviazione standard di 7° (**fig. 6.11a**). Si sono inoltre calcolati i valori di illuminazione di ciascun pixel (**capitolo 4.2.5 – fig. 6.11b**), considerando azimuth e zenith solare (SA, SZ) al momento dell'acquisizione del dato immagine (SA=129°; SZ=29°) (**fig. 6.11b**). Data la bassa energia di rilievo e l'elevata altitudine del sole, si riscontrano valori di

## 6. Anti Atlante orientale (Marocco)

illuminazioni minori di 0.5 (pixel in ombra) in soli 3.5% dei pixel. Questi dati portano a ritenere non necessaria l'applicazione di una correzione topografica.

L'area studiata, caratterizzata da ampie zone di affioramenti rocciosi associate a modeste distese sabbiose, ben si presta ad analisi di telerilevamento mirate alla discriminazione litologica. E' inoltre presente qualche raro villaggio, evidenziato dalla presenza di colture ed oasi che nella composizione RGB a falsi colori delle bande 3,2 e 1, mostrano il caratteristico colore rosso della vegetazione (**fig. 6.11c**).

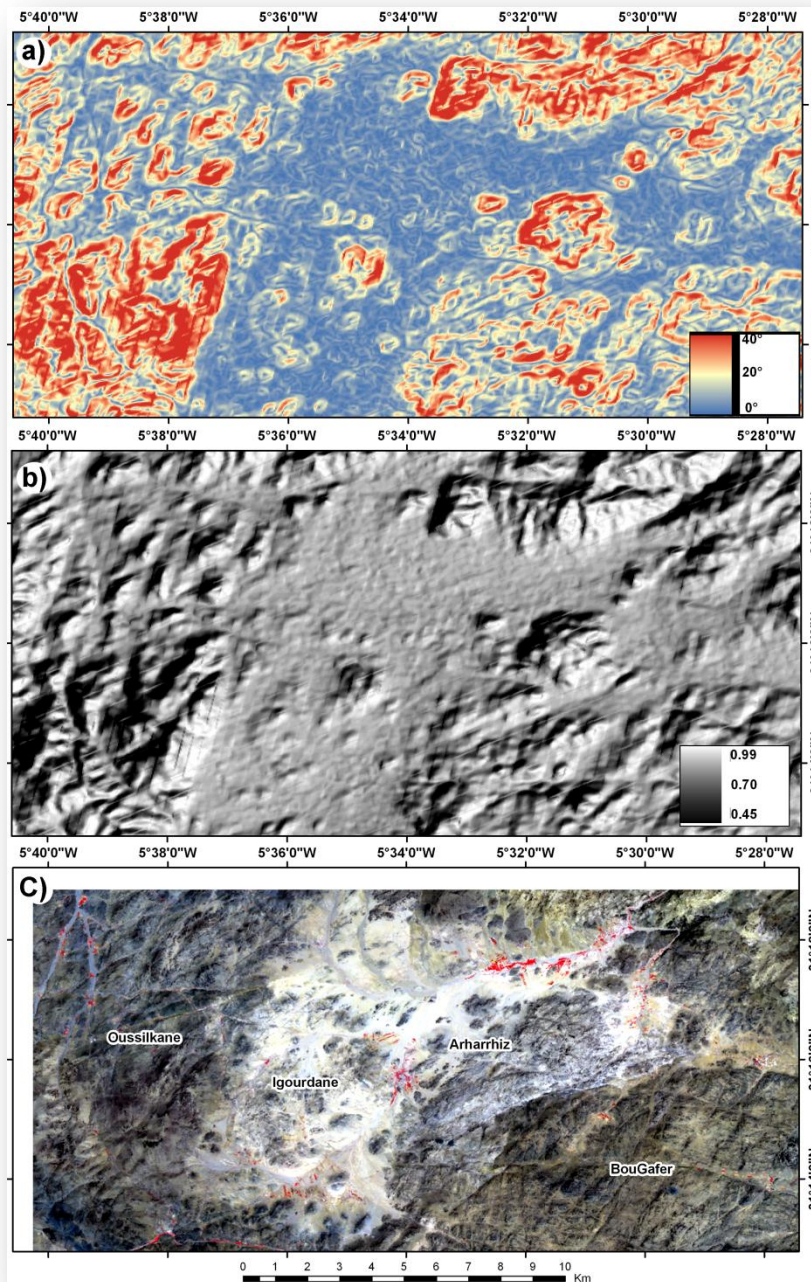


Figura 6.11. a) carta delle pendenze. b) valori di illuminazione con  $SA=129^\circ$  e  $SZ=29^\circ$ . c) combinazione RGB a falsi colori delle bande ASTER 3,2 e 1 nell'area studiata (vedi anche fig. 6.3 e fig. 6.5).



### 6.5. Confronto tra firme spettrali di laboratorio e satellitari

Le analisi immagine condotte sui dati VNIR/SWIR per la distinzione dei plutoni Ediacariani, sono stata interpretate studiando e confrontando sia gli spettri di riflettanza ad alta risoluzione, misurati in laboratorio su campioni di minerali e rocce, che quelli ricavati dall'immagine ASTER in aree a litologia nota e controllate durante le campagne di rilevamento (ROI).

Le analisi in laboratorio di campioni rappresentativi dei plutoni di BouGafer, Arharrhiz ed Oussilkane sono state effettuate utilizzando uno spettrometro *ASD-FieldSpec* ed uno spettrofotometro *Perkin Elmer Lambda 19*. Entrambi gli strumenti sono stati utilizzati alla massima risoluzione spettrale, misurando la riflettanza con un intervallo di 1-5nm, dalle lunghezze d'onda del visibile all'infrarosso medio (350-2500nm) (**capitolo 3.2.1**). Per ogni campione è stata considerata la firma spettrale media risultante da quattro firme spettrali misurate in diverse posizioni.

Il diagramma modale classificativo QAP (**fig. 6.12**) evidenzia come i plutoni Ediacariani studiati (Oussilkane, BouGafer, Arharrhiz ed Igourdane) abbiano composizioni molto simili. Nonostante ciò, le analisi petrografiche delle sezioni sottili dei campioni rocciosi e delle loro superfici esposte agli agenti atmosferici, fanno emergere delle differenze legate al diverso contenuto di fasi mafiche, al grado di alterazione idrotermale e all'abbondanza di vernice del deserto.

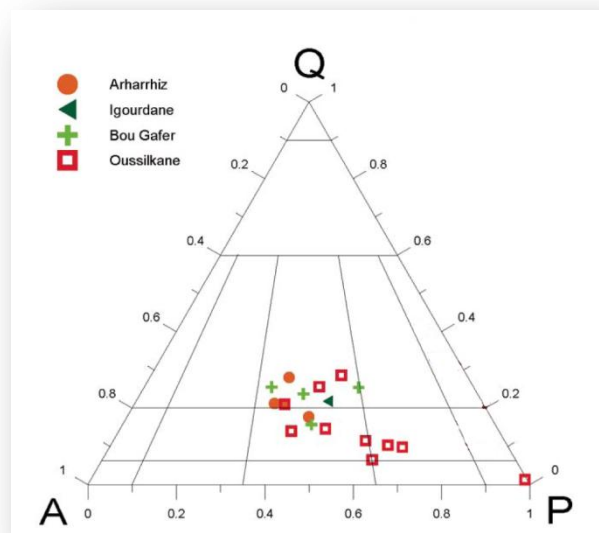


Figura 6.12. Diagramma QAP (Quarzi, feldspato Alcalino e Plagioclasti) dell'analisi modale di sezioni sottili dei quattro plutoni calc-alcalinici considerati.

La principale differenza tra le firme raccolte su superfici fresche e quelle delle superfici esposte agli agenti atmosferici è una minore riflettanza nelle lunghezze d'onda del visibile-vicino infrarosso rispetto a quelle nell'infrarosso medio che conferma il contributo dominante della vernice del deserto e dei minerali opachi (e.g. **Salisbury e D'Aria, 1992; Rivard et al., 1992, 1993**). Le firme spettrali delle superfici del plutone di Bou Gafer, contrariamente a quelle delle sezioni fresche (BG – **fig. 6.13**), mostrano la presenza di un assorbimento del tutto simile a quello dell'ematite (**fig. 5.2**), costituente principale della vernice del deserto (**fig. 6.10**), che infatti copre abbondantemente le superfici esposte del plutone. Le analisi petrografiche hanno inoltre evidenziato come l'ematite sia anche uno dei prodotti di alterazione dei pirosseni, particolarmente abbondanti nel corpo di BouGafer. Dato che i feldspati alterano invece in minerali delle argille (sericitizzazione - muscovite, illite e paragonite), che presentano assorbimenti diagnostici nell'infrarosso medio, il rapporto tra la quantità di minerali opachi e argillosi sulle superfici indagate può essere messo in relazione al contenuto in minerali mafici (biotite, pirosseni, anfiboli) e sialici (i.e. feldspati).

Tutte le firme di laboratorio dei campioni analizzati, mostrano moderati assorbimenti a  $1.4\mu\text{m}$  e  $1.9\mu\text{m}$  ( $\text{H}_2\text{O}$ ) e più intensi nella regione tra i  $2.20\text{-}2.30\mu\text{m}$  (Al-OH; Mg-OH; Fe-OH) (**fig. 6.13**), legati al grado di alterazione deutERICA del K-Feldspato, che porta alla formazione di kaolinite, e alla trasformazione della biotite in clorite. Tuttavia, gli assorbimenti dei legami vibrazionali Mg-OH ed Fe-OH ( $2.25\text{-}2.30\mu\text{m}$ ) sono inoltre caratteristici della presenza di augite (Fe-OH) ed orneblenda (**fig. 5.1**), tipici minerali femici. Tra tutte le firme spettrali di laboratorio (**fig. 6.13**), il plutone di Oussilkane, che in effetti è il più mafico tra i granitoidi studiati, a mostra la maggior intensità nei picchi di Fe-OH e Mg-OH. Le firme dello stesso plutone di Oussilkane mostrano inoltre un minimo a circa  $1\mu\text{m}$ , legati agli effetti del campo cristallino sugli orbitali di  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  di augite ed orneblenda (**fig. 5.1**).

Per permettere un confronto tra firme di laboratorio e firme da satellite (ASTER – **fig. 6.14b**), gli spettri ad alta risoluzione sono state ricampionati alla risoluzione spettrale di ASTER (**fig. 5.1, 5.2, 6.14a**), utilizzando una funzione filtro che simula la risposta di ciascuna banda nelle diverse lunghezze d'onda. Le firme spettrali dei diversi plutoni, provenienti dall'immagine ASTER, sono state acquisite da piccoli siti scelti con dei controlli a terra (ROI – *Region of Interest*) ed in corrispondenza degli affioramenti campionati.

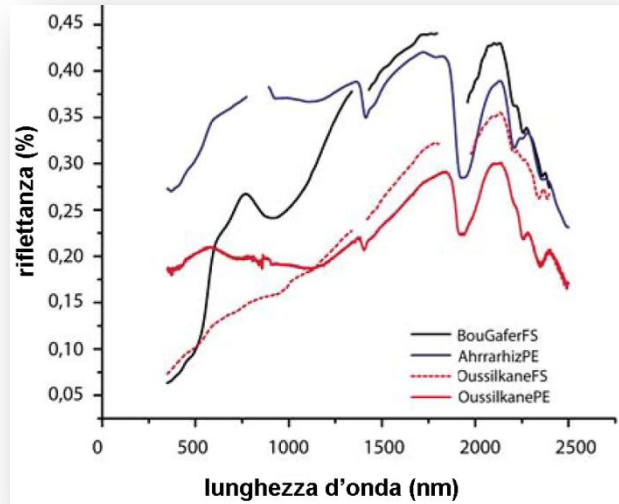


Figura 6.13. Firme spettrali di laboratorio di campioni rappresentativi dei plutoni di BouGafer (quarzo monzonite), Arhrrarhiz (granito) ed Oussilkane (monzonite). FS = Field Speck, PE = Perkin Elmer.

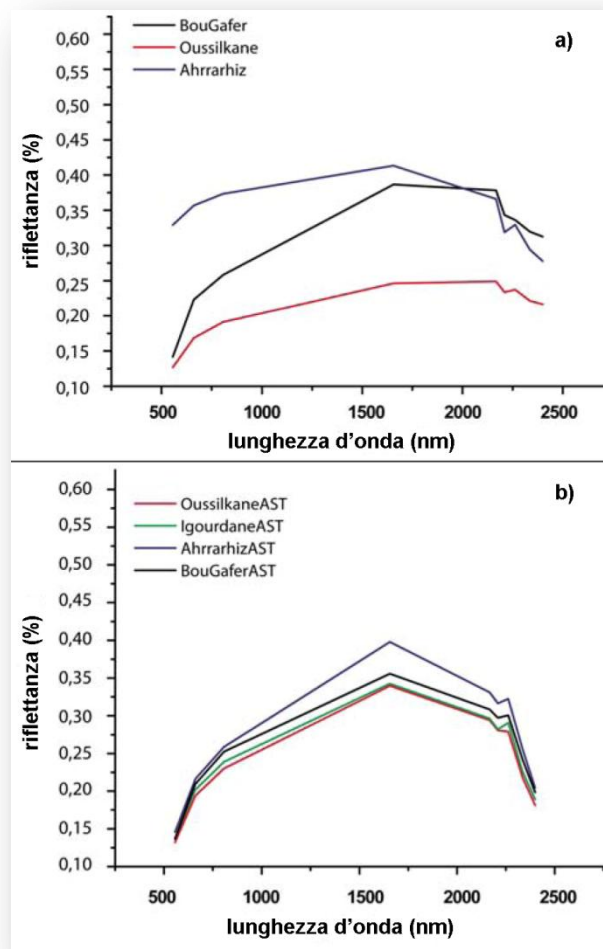


Figura 6.14. a) Firme dei campioni analizzati in laboratorio (fig. 6.13), ricampionate secondo la risoluzione ASTER. c) Firme da satellite ASTER (vedi testo) dei quattro plutoni considerati.

Le firme dei campioni e delle superfici, ricampionate secondo la risoluzione delle bande ASTER (**fig. 6.14a**) mostrano molte caratteristiche in comune a quelle ricavate dall'immagine ASTER (**fig. 6.14b**). Tuttavia, si possono notare delle differenze nei valori di riflettanza generali (albedo), nella posizione dei massimi e nella profondità degli assorbimenti. In particolare, tutte le firme provenienti dall'immagine ASTER presentano un massimo nella banda 4, mentre in quelle da laboratorio ricampionate risulta spostato nella banda 5 (**fig. 6.14a**). Al di là dei problemi legati al fattore di scala, si stanno infatti confrontando dati relativi a superfici di  $900\text{m}^2$  con dati quasi puntuali ( $1\text{-}4\text{cm}^2$ ), la differenza nella posizione dei massimi può essere dovuta ad effetti di *crosstalk* ed atmosferici residui (**capitolo 4.2.4**). E' infatti doveroso ricordare che la correzione atmosferica è stata eseguita considerando dei profili standard, non sempre comparabili con quelli del momento in cui si è acquisito il dato. Inoltre, la correzione atmosferica assume che l'intera scena sia piana e ad un'altitudine costante.

Tutte le firme spettrali considerate, sia da satellite (**fig. 6.14b**) che da laboratorio e ricampionate alla risoluzione di ASTER (**fig. 6.14a**), mostrano un minimo nella banda 6, dovuto all'assorbimento del legame vibrazionale Al-OH. In particolare, quella relativa al plutone di Oussilkane presenta una spalla (banda 7) meno pronunciata degli altri. Questa differenza si spiega considerando che la monzonite di Oussilkane è il corpo più mafico, e quindi il forte assorbimento dovuto alla presenza di legami Mg-OH e Fe-OH (i.e. biotite, clorite – **fig. 5.1, 5.2**), ben visibile nelle firme ad alta risoluzione (**fig. 6.13**), abbassa la riflettanza nelle bande 7 ed 8 (**fig. 6.14a**). Infine, sia le firme di laboratorio che quelle dell'immagine satellitare ASTER del plutone di Oussilkane, mostrano una riflettanza (albedo) generalmente bassa se paragonata a quella del plutone di Arharrhiz. Questa differenza trova conferma nelle osservazioni petrografiche, che rivelano come il plutone di Arharrhiz sia il più acido (**fig. 6.12**)

## 6.6. Analisi immagine

Con lo scopo di discriminare e quindi mappare i diversi corpi plutonici, si sono visualizzate in scala di grigi o in composizioni a falsi colori, le singole bande o combinazioni di bande, rapporti tra bande (BR) e profondità relative tra bande (RBD). Si sono considerate infine anche diverse tipologie di classificazione immagine. Di seguito vengono descritte le procedure utilizzate nelle analisi dell'immagine ASTER, considerando separatamente le bande ASTER VNIR/SWIR e TIR.

### 6.6.1.VNIR/SWIR

La scelta delle bande utilizzate nelle elaborazioni è stata guidata dalle osservazioni delle firme spettrali da laboratorio e da quelle derivate dalle ROI dell'immagine ASTER che hanno permesso l'identificazioni di particolari figure diagnostiche dei diversi litotipi.

Nella composizione RGB a falsi colori delle bande 321 (**fig. 6.11c**) in cui si utilizzano tutte le bande ASTER con la massima risoluzione spaziale (15m/pixel - VNIR), i diversi plutoni di età Ediacariana non sono tutti ben distinguibili tra loro, anche se i corpi alti in potassio (Oussilkane e BouGafer) mostrano delle tonalità più scure di quelli bassi in potassio (Arharrhiz ed Igourdane), differenza percepibile anche alla scala dell'affioramento. I colori più cupi e tendenti al rosso (banda 3) dei plutoni di BouGafer ed Oussilkane sono certamente legati al maggior contenuto in minerali femici (biotite, pirosseni, anfiboli, goethite, ematite – **fig. 5.1, 5.2**) e di conseguenza alle abbondanti coperture di vernice del deserto (**fig. 6.10**), che presentano degli assorbimenti diagnostici nelle bande 2 ed 1, abbassando la riflettanza più nella regione del VIS che nel vicino infrarosso (banda 3). Contrariamente, i plutoni bassi in potassio, dal chimismo più acido, mostrano un colore azzurro (banda 1) e delle tonalità più chiare, date dalla maggiore riflettanza relativa, legata all'abbondanza di quarzo e feldspati.

Un risultato del tutto simile, ma visivamente migliore si ottiene considerando la composizione RGB a falsi colori delle bande 731 (**fig. 6.15**). La banda 7 è stata scelta per il fatto che ha un contributo sia da parte del principale assorbimento delle miche chiare ed argille, dovuto al legame vibrazionale Al-OH che e a quello di Mg-OH tipico dei fillosilicati, anfiboli ed epidoto. L'immagine mostra come i plutoni di Arharrhiz ed Igourdane abbiano dei colori rossi e blu con tonalità chiare mentre i plutoni di Oussilkane e BouGafer dei colori rossi cupi, con tonalità verdastre. Ancora una volta la differenza tra i diversi plutoni è legata al maggior contenuto in minerali femici e all'abbondanza di vernice del deserto sulle superfici dei corpi alti in potassio. A questo si aggiunge un'alterazione argillitica che abbassa notevolmente la riflettanza nella banda 7 nei plutoni di Oussilkane e BouGafer.

La composizione RGB, a falsi colori delle bande 9-4-1 (**fig. 6.16a**) porta invece ad una migliore distinzione. Il plutone di Oussilkane appare infatti molto scuro e con un'alta variabilità di colori tra cui predominano il blu ed il verde.

6. Anti Atlante orientale (Marocco)

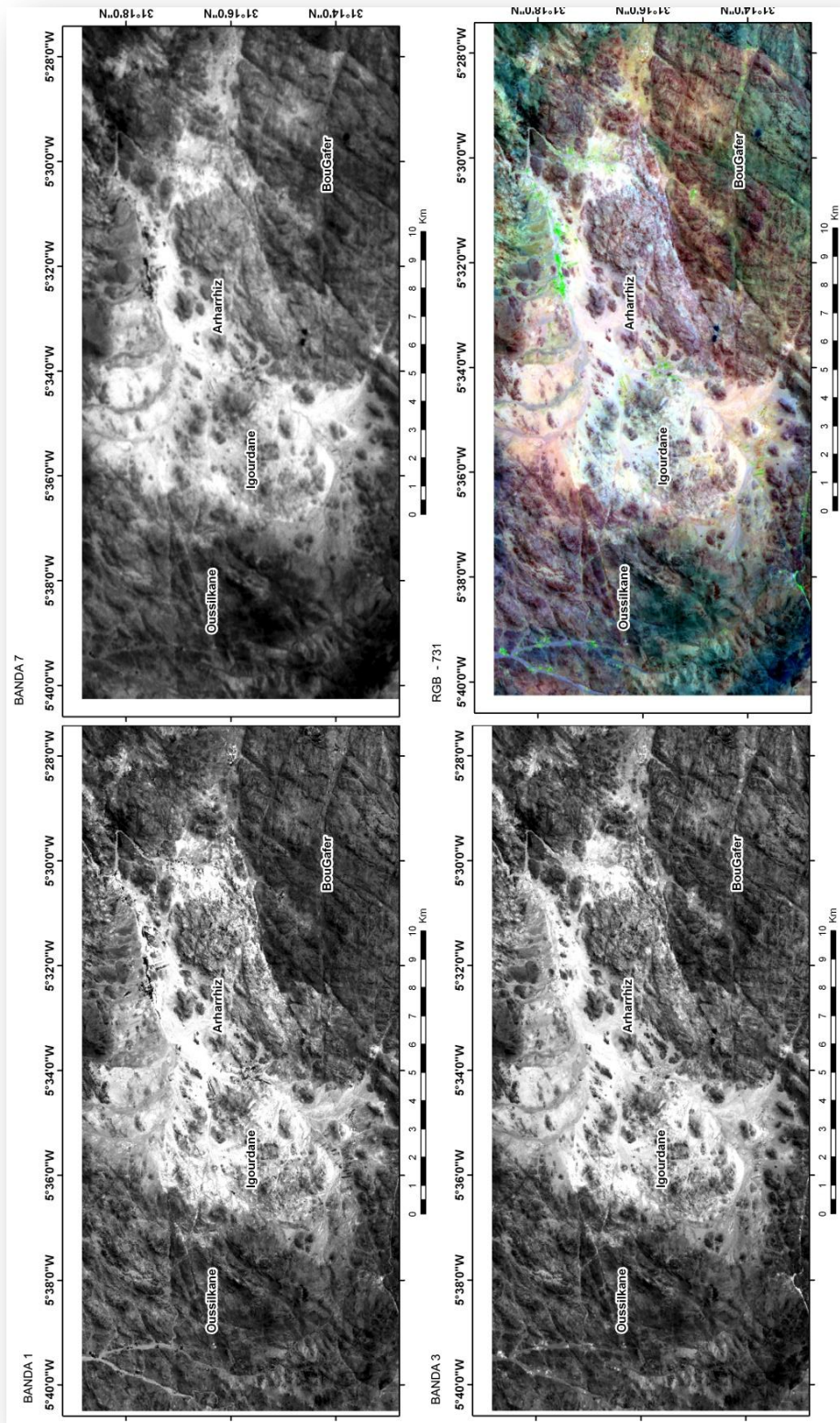


Figura 6.15. Immagini in scala di grigi delle bande ASTER 7, 4 e 1. Composizione RGB a falsi colori delle bande ASTER 7,4 e 1.

Questo comportamento si spiega nei valori di riflettenza più bassi (minore albedo rispetto agli altri plutoni) e nella variabilità litologico-composizionale interna. La predominanza delle bande 4 e 1 sulla 9 sono invece legate alla presenza delle armoniche degli assorbimenti di Fe-OH e Mg-OH (**fig. 5.1, 5.2**), che abbassano la riflettenza in quest'ultima banda. Il plutone di Arharrhiz, a conferma dei risultati ottenuto dalle analisi dei campioni in laboratorio, presenta delle tonalità molto chiare e colori rosaciano, dati sia dagli alti valori di riflettenza nella banda 4, che dai modesti assorbimenti nella banda 1, spiegabili dalla minore abbondanza di vernice del deserto. I corpi di BouGafer e Igourdane mostrano invece valori di riflettenza intermedi. In particolare, il plutone di BouGafer (quarzo monzonite) presenta delle aree con tonalità gialla chiara, che indicano zone con assorbimenti nella banda 1, dovuti agli ossidi di Fe presenti sia nella vernice del deserto che nei prodotti di alterazione dei pirosseni.

Dalle semplici visualizzazioni delle singole bande ASTER non è dunque possibile discriminare con certezza tutti e quattro i plutoni considerati, che per di più affiorano a diretto contatto tra loro. Sono pertanto necessarie elaborazioni più complesse come i rapporti tra banda (BR) e gli assorbimenti relativi tra bande (RBD).

Nella scelta dei rapporti tra bande utilizzati per la discriminazione dei diversi corpi granitici si sono tenuti in considerazione gli spettri di **fig. 6.14b**, da cui risulta evidente che il rapporto 6/7 è molto alto solo per la monzonite di Oussilkane (**fig. 6.16b**). Per definire più correttamente la scelta dei rapporti, cercando così di evidenziare anche delle caratteristiche spettrali non facilmente visibili tramite semplici osservazioni visuali, è stato applicato il metodo quantitativo del *Best Band Ratio* (**Massironi et al., 2008**) (**tab. 6.1 – capitolo 5.1.2**). I risultati dell'applicazione dell'algoritmo sulle firme ricavate dall'immagine ASTER in zone di affioramento vincolate da osservazioni a terra (ROI – **fig. 6.14b**), indicano che il rapporto 5/7 è il più adatto per distinguere la monzonite di Oussilkane (**tab. 6.1, fig. 6.16c**), il 6/1 per la quarzo monzonite di BouGafer (**tab. 6.1, fig. 6.16d**), il 4/2 per il granito di Arharrhiz (**tab. 6.1, fig. 6.16e**) ed infine il 6/2 per il granito di Igourdane (**tab. 6.1**). Questi rapporti possono essere spiegati considerando che il plutone di Oussilkane è dominato dagli assorbimenti di Mg-OH (minerali mafici) mentre quello di BouGafer sia dagli assorbimenti di Al-OH che dai trasferimenti di carica del Fe (alterazioni idrotermali e superficiali). Il granito di Arharrhiz è meglio distinto dal rapporto 4/2, collocato tra la banda 4 che presenta un'elevata riflettenza data dalla maggiore albedo di questo corpo, legato al più importante contenuto in minerali silicici (i.e. quarzo, feldspati – **fig. 5.1 – fig. 6.14b**). Infine, poiché il granito di

## 6. Anti Atlante orientale (Marocco)

Igourdane risulta ben distinguibile in tutti i rapporti risultati ottimali per gli altri plutoni, si è scelto di visualizzare e studiare esclusivamente la composizione RGB a falsi colori dei rapporti 5/7, 6/1 e 4/2. In (fig. 6.16f) questa immagine, la quarzo monzonite di BouGafer ha colori verdi e gialli ( $>6/1$ ), la monzonite di Oussilkane risulta invece dominata da colorazioni rosse e magenta ( $<5/7$ ), il granito di Arharrhiz da blu e ciano ( $>4/2$ ), mentre il granito di Igourdane da colori blu scuri.

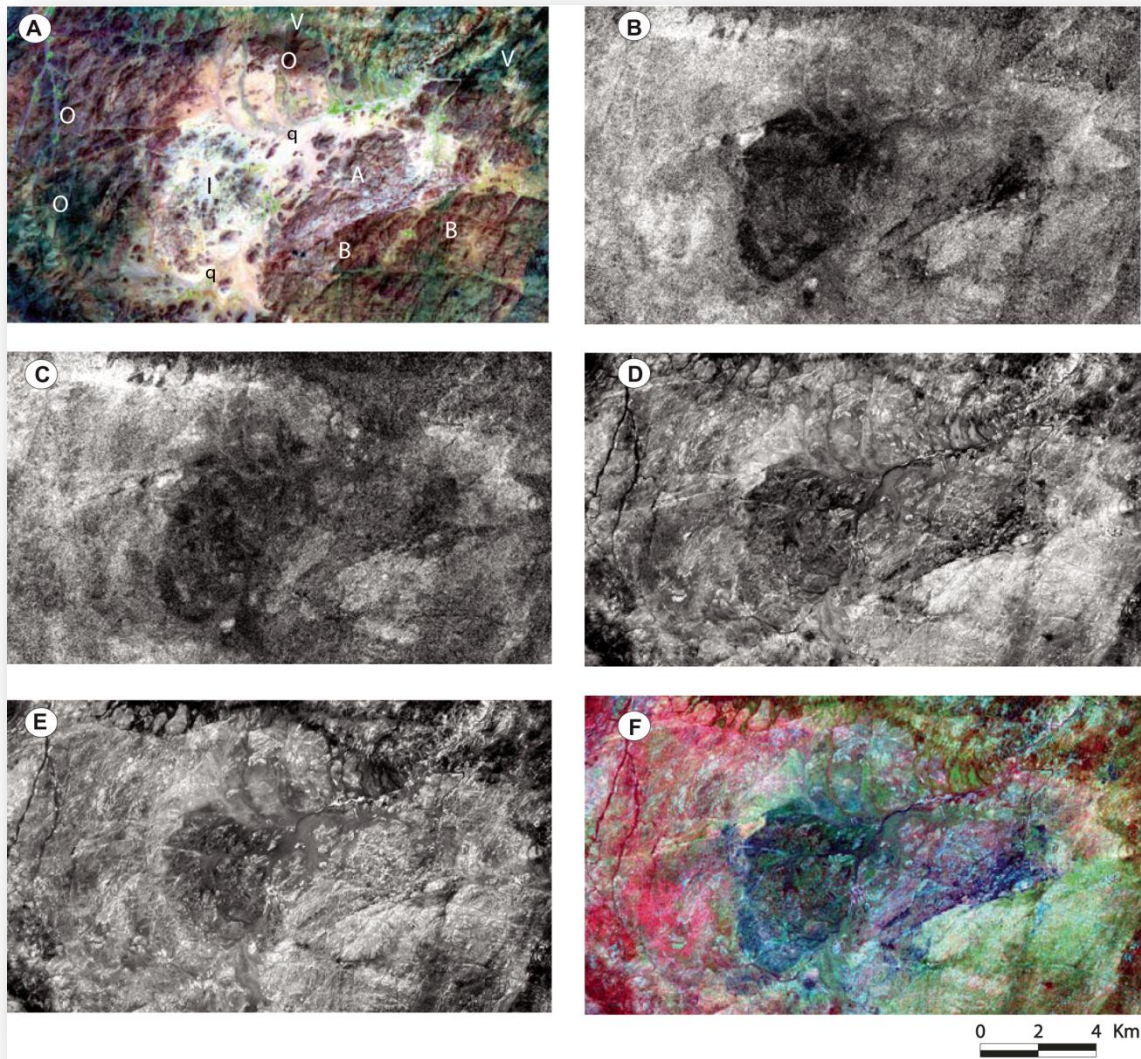


Figura 6.16. A) Composizione RGB a falsi colori delle bande ASTER 9,4 e 1 (O = Oussilkane, A = Arharrhiz, B = BouGafer, I = Igourdane, V = vulcaniti Ediacariane, q = depositi quaternari. B) BR 6/7, in cui la monzonite di Oussilkane è evidenziata dalle tonalità più chiare. C) BR 5/7, in cui la monzonite di Oussilkane è evidenziata dalle tonalità più chiare. D) BR 6/1 in cui la quarzo monzonite di BouGafer è evidenziata dalle tonalità più chiare. E) BR 4/2 in cui il granito di Arharrhiz è evidenziato dalle tonalità più chiare. F) Composizione RGB a falsi colori dei BR 5/7, 6/1 e 4/2, in cui tutti i quattro plutoni calc-alcalini di età Ediacariana sono chiaramente distinguibili (Oussilkane = rosso e magenta, BouGafer = verde e ciano, Arharrhiz = ciano e blu, Igourdane = blu scuro).



BAND RATIO	Oussilkane Bou Gafer absolute difference	Oussilkane Arharhiz absolute difference	Oussilkane Iourdane absolute difference	Minimum difference with Oussilkane	BAND RATIO	Bou Gafer Arharhiz absolute difference	Bou Gafer Iourdane absolute difference	Bou Gafer Oussilkane absolute difference	Minimum difference with Bou Gafer	BAND RATIO	Arharhiz Iourdane absolute difference	Arharhiz Oussilkane absolute difference	Arharhiz Bou Gafer absolute difference	Minimum difference with Arharhiz	BAND RATIO	Iourdane Oussilkane absolute difference	Iourdane Bou Gafer absolute difference	Iourdane Arharhiz absolute difference	Minimum difference with Iourdane
1/2	11,37	8,92	2,79	2,79	1/2	2,45	8,58	11,37	2,45	1/2	6,13	8,92	2,45	2,45	1/2	2,79	8,58	6,13	2,79
1/3	17,89	15,15	3,45	3,45	1/3	2,74	14,44	17,89	2,74	1/3	11,70	15,15	2,74	2,74	1/3	3,45	14,44	11,70	3,45
1/4	11,59	44,69	2,41	2,41	1/4	33,10	14,00	11,59	11,59	1/4	47,10	44,69	33,10	33,10	1/4	2,41	14,00	47,10	2,41
1/5	10,07	23,70	2,88	2,88	1/5	13,63	12,95	10,07	10,07	1/5	28,58	23,70	13,63	13,63	1/5	2,88	12,95	28,58	2,88
1/6	12,13	22,25	3,95	3,95	1/6	10,12	16,08	12,13	10,12	1/6	26,20	22,25	10,12	10,12	1/6	3,95	16,08	26,20	3,95
1/7	17,42	30,14	6,37	6,37	1/7	12,73	11,05	17,42	11,05	1/7	23,78	30,14	12,73	12,73	1/7	6,37	11,05	23,78	6,37
1/8	19,45	24,42	2,52	2,52	1/8	4,97	16,94	19,45	4,97	1/8	21,91	24,42	4,97	4,97	1/8	2,52	16,94	21,91	2,52
1/9	12,77	9,80	2,39	2,39	1/9	2,97	10,36	12,77	2,97	1/9	7,42	9,80	2,97	2,97	1/9	2,39	10,36	7,42	2,39
2/3	6,52	0,66	0,66	0,66	2/3	6,23	5,86	6,52	0,29	2/3	5,57	6,23	6,23	6,23	2/3	0,66	5,86	5,57	0,66
2/4	0,22	35,77	5,20	0,22	2/4	35,55	5,42	0,22	0,22	2/4	40,97	35,77	35,55	35,55	2/4	5,20	5,42	40,97	5,20
2/5	1,31	14,78	5,67	1,31	2/5	16,09	4,37	1,31	1,31	2/5	20,45	14,78	16,09	14,78	2/5	5,67	4,37	20,45	5,67
2/6	0,75	13,33	6,74	0,75	2/6	12,58	7,50	0,75	0,75	2/6	20,07	13,33	12,58	12,58	2/6	6,74	7,50	20,07	6,74
2/7	6,04	21,22	3,57	3,57	2/7	15,18	2,47	6,04	2,47	2/7	17,65	21,22	15,18	15,18	2/7	3,57	2,47	17,65	3,57
2/8	8,08	15,50	0,28	0,28	2/8	7,42	8,36	8,08	7,42	2/8	15,78	15,50	7,42	7,42	2/8	0,28	8,36	15,78	0,28
2/9	1,40	0,40	0,40	0,40	2/9	0,51	1,80	1,40	0,51	2/9	1,29	0,88	0,51	0,51	2/9	0,40	1,80	1,29	0,40
3/4	6,30	29,54	5,86	5,86	3/4	35,84	0,44	6,30	0,44	3/4	35,40	29,54	35,84	29,54	3/4	5,86	0,44	35,40	5,86
3/5	7,82	8,55	6,33	6,33	3/5	16,37	1,49	7,82	1,49	3/5	14,88	8,55	16,37	8,55	3/5	6,33	1,49	14,88	6,33
3/6	5,77	7,10	7,40	5,77	3/6	12,86	1,64	5,77	1,64	3/6	14,50	7,10	12,86	7,10	3/6	7,40	1,64	14,50	7,40
3/7	0,47	14,99	2,92	0,47	3/7	15,46	3,39	0,47	0,47	3/7	12,07	14,99	15,46	12,07	3/7	2,92	3,39	12,07	2,92
3/8	1,56	9,27	0,93	0,93	3/8	7,71	2,49	1,56	0,93	3/8	10,20	9,27	7,71	7,71	3/8	0,93	2,49	10,20	0,93
3/9	5,12	5,35	1,06	1,06	3/9	0,23	4,06	5,12	0,23	3/9	4,29	5,35	0,23	0,23	3/9	1,06	4,06	4,29	1,06
4/5	1,53	20,99	0,47	0,47	4/5	19,46	1,05	1,53	0,47	4/5	20,52	20,99	19,46	19,46	4/5	0,47	1,05	20,52	0,47
4/6	0,53	22,44	1,54	0,53	4/6	22,97	2,08	0,53	0,53	4/6	20,90	22,44	22,97	20,90	4/6	1,54	2,08	20,90	1,54
4/7	5,82	14,55	8,77	5,82	4/7	20,37	2,95	5,82	2,95	4/7	23,32	14,55	20,37	14,55	4/7	8,77	2,95	23,32	8,77
4/8	7,86	20,27	4,92	4,92	4/8	28,13	2,84	7,86	2,84	4/8	25,19	20,27	28,13	20,27	4/8	4,92	2,84	25,19	4,92
4/9	1,18	34,69	4,80	1,18	4/9	36,06	3,62	1,18	1,18	4/9	39,68	34,69	36,06	34,69	4/9	4,80	3,62	39,68	4,80
5/6	2,06	1,45	1,07	1,07	5/6	3,51	3,13	2,06	3,13	5/6	0,38	1,45	3,51	0,38	5/6	1,07	3,13	0,38	1,07
5/7	7,35	6,44	9,25	6,44	5/7	0,91	1,80	7,35	0,91	5/7	2,81	6,44	0,91	0,91	5/7	9,25	1,80	2,81	9,25
5/8	9,39	0,72	5,40	0,72	5/8	8,67	3,89	9,39	3,89	5/8	4,66	0,72	8,67	0,72	5/8	5,40	3,89	4,66	5,40
5/9	2,70	13,90	2,57	2,57	5/9	16,80	2,57	2,70	2,57	5/9	19,17	13,90	16,80	13,90	5/9	2,57	2,57	19,17	2,57
6/7	1,73	4,33	6,75	1,73	6/7	2,60	5,03	1,73	1,73	6/7	2,42	4,33	2,60	2,60	6/7	6,75	5,03	2,42	6,75
6/8	7,33	2,17	6,47	2,17	6/8	5,15	0,86	7,33	0,86	6/8	4,30	2,17	5,15	2,17	6/8	6,47	0,86	4,30	6,47
6/9	0,65	12,44	6,34	0,65	6/9	13,09	5,70	0,65	0,65	6/9	18,79	12,44	13,09	12,44	6/9	6,34	5,70	18,79	6,34
7/8	2,04	5,72	3,85	2,04	7/8	7,76	0,88	2,04	2,04	7/8	1,87	5,72	7,76	1,87	7/8	3,85	0,88	1,87	3,85
7/9	4,65	20,34	3,98	3,98	7/9	15,69	0,67	4,65	0,67	7/9	16,36	20,34	15,69	15,69	7/9	3,98	0,67	16,36	3,98
8/9	6,68	14,62	0,13	0,13	8/9	7,93	6,56	6,68	6,56	8/9	14,49	14,62	7,93	7,93	8/9	0,13	6,56	14,49	0,13
MAXI MUM	19,45	44,69	9,25	6,44	MAXI MUM	36,06	16,94	19,45	11,59	MAXI MUM	47,10	44,69	36,06	35,55	MAXI MUM	9,25	16,94	47,10	6,74

BAND RATIO	Oussilkane Bou Gafer absolute difference	Oussilkane Arharhiz absolute difference	Oussilkane Iourdane absolute difference	Minimum difference with Oussilkane	BAND RATIO	Bou Gafer Arharhiz absolute difference	Bou Gafer Iourdane absolute difference	Bou Gafer Oussilkane absolute difference	Minimum difference with Bou Gafer	BAND RATIO	Arharhiz Iourdane absolute difference	Arharhiz Oussilkane absolute difference	Arharhiz Bou Gafer absolute difference	Minimum difference with Arharhiz	BAND RATIO	Iourdane Oussilkane absolute difference	Iourdane Bou Gafer absolute difference	Iourdane Arharhiz absolute difference	Minimum difference with Iourdane
10/11	0,38	0,23	0,42	0,23	10/11	0,015	0,004	0,38	0,004	10/11	0,019	0,023	0,015	0,015	10/11	0,042	0,004	39729,985	0,004
10/12	0,030	0,012	0,035	0,012	10/12	0,018	0,004	0,030	0,004	10/12	0,022	0,012	0,018	0,012	10/12	0,035	0,004	39760,982	0,004
10/13	0,101	0,280	0,036	0,036	10/13	0,079	0,137	0,101	0,079	10/13	0,216	0,180	0,079	0,079	10/13	0,036	0,137	39790,921	0,036
10/14	0,105	0,002	0,002	0,002	10/14	0,121	0,108	0,105	0,105	10/14	0,228	0,226	0,121	0,121	10/14	0,002	0,108	41517,879	0,002
11/12	0,007	0,011	0,007	0,007	11/12	0,003	0,000	0,007	0,000	11/12	0,004	0,004	0,003	0,003	11/12	0,007	0,000	39761,997	0,000
11/13	0,139	0,203	0,006	0,006	11/13	0,064	0,133	0,139	0,064	11/13	0,197	0,203	0,064	0,064	11/13	0,006	0,133	39791,936	0,006
11/14	0,143	0,249	0,039	0,039	11/14	0,106	0,104	0,143	0,104	11/14	0,210	0,249	0,106	0,106	11/14	0,039	0,104	41547,894	0,039
12/13	0,136	0,192	0,001	0,001	12/13	0,061	0,132	0,136	0,061	12/13	0,094	0,192	0,061	0,061	12/13	0,001	0,132	39792,939	0,001
12/14	0,136	0,126	0,032	0,032	12/14	0,010	0,104	0,136	0,010	12/14	0,094	0,126	0,010	0,010	12/14	0,032	0,104	41578,990	0,032
13/14	0,005	0,046	0,033	0,005	13/14	0,041	0,029	0,005	0,005	13/14	0,013	0,046	0,041	0,013	13/14	0,033	0,029	41608,959	0,029
MAXI MUM	0,143	0,249	0,042	0,039	MAXI MUM	0,121	0,137	0,143	0,105	MAXI MUM	0,228	0,249	0,121	0,121	MAXI MUM	0,042	0,137	41608,959	0,039

Tabella 6.1. Tabelle riassuntive del BBR, relativo alle bande VNIR-SWIR (sopra) e TIR (sotto), considerando le firme di figura 6.14b.

### 6.6.2 TIR

La regione dell'infrarosso termico (TIR) dovrebbe essere la più adatta per la mappatura di rocce granitoidi o più generalmente contenenti silicati (i.e. **Sabins, 1996; Drury, 1997; Hook et al., 1999**). Il TIR, oltre che risultare relativamente trasparente alle alterazioni superficiali (vernice del deserto), presenta gli assorbimenti/emissioni più intense dei principali minerali silicatici.

Purtroppo i dati ASTER TIR soffrono di una bassa risoluzione spaziale (90m/pixel) e spettrale (FWMH>0.6 $\mu$ m – **capitolo 4.1**), che non consente una precisa discriminazione tra i diversi plutoni alti in K. L'andamento degli spettri delle ROI è infatti molto simile (**fig. 6.17a**) e l'unica differenza è data da una riflettanza generalmente più alta nei granitoidi con maggior contenuto in mafici (Oussilkane e BouGafer). Il granito di Arharrhiz si distingue per un alto valore relativo della banda 13, contrariamente, il corpo di Oussilkane mostra alti valori di riflettanza nelle bande 10, 11 e 12, dovuti probabilmente alla presenza congiunta di un massimo di Christiansen e allo spostamento del minimo di restrahlen verso lunghezze d'onda maggiori (i.e. biotite – **fig. 5.1**).

Per questi motivi si è stato scelto di visualizzare le bande 14, 13 e 10 in una composizione RGB a falsi colori (**fig. 6.17b**). L'immagine mostra il plutone di Arharrhiz in tonalità arancio-gialle, che indicano la presenza di un minimo nella banda 10 rispetto le bande 14 e 13. La monzonite di Oussilkane ha un colore blu, dato da una maggiore riflettanza nella banda 10 rispetto agli altri plutoni. Contrariamente, i corpi di Igourdane e BouGafer non sono tra loro distinguibili e presentano un colore arancio che indica una composizione intermedia tra il granito di Arharrhiz e la monzonite di Oussilkane.

I risultati del BBR applicato alle firme spettrali nella regione del termico dei plutoni considerati (**fig. 6.17c,d,e,f - Tab. 6.1**), mostrano che il miglior rapporto che distingue Oussilkane dagli altri plutoni è il 12/14 (**fig. 6.17c**), per Arharrhiz e BouGafer il 14/10 (**fig. 6.17d**), mentre per Igourdane il 13/14 (**fig. 6.17e, tab. 6.1**). La composizione RGB a falsi colori, dei rapporti 14/12, 14/10 e 13/14 (**fig. 6.17f**), mostra che i plutoni di Arharrhiz e Igourdane hanno dei colori tra il verde ed il ciano, che contrastano nettamente con la monzonite di Oussilkane dai colori rosso-magenta. Il plutone di BouGafer presenta invece una certa variabilità di colori che conferma la sua composizione intermedia.

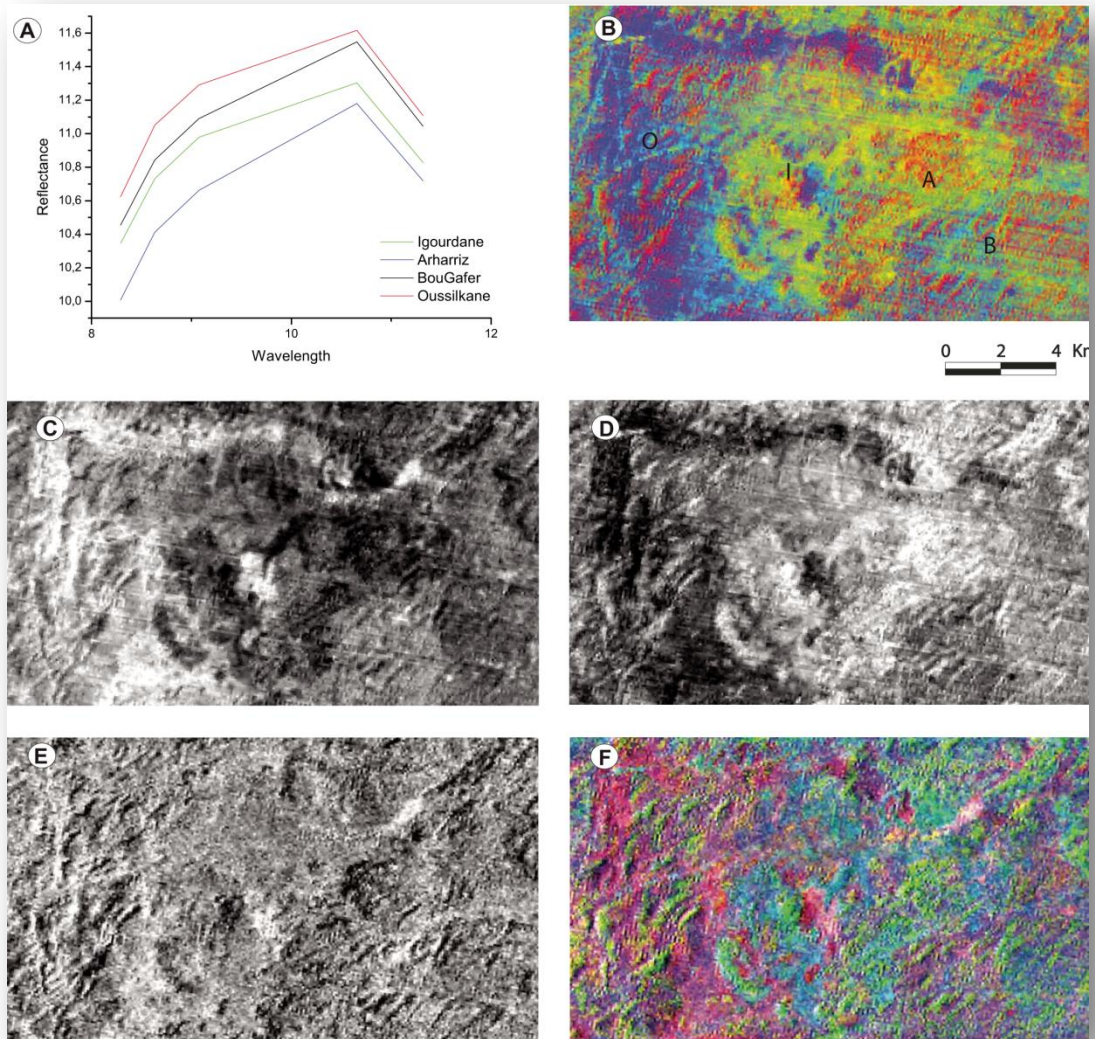


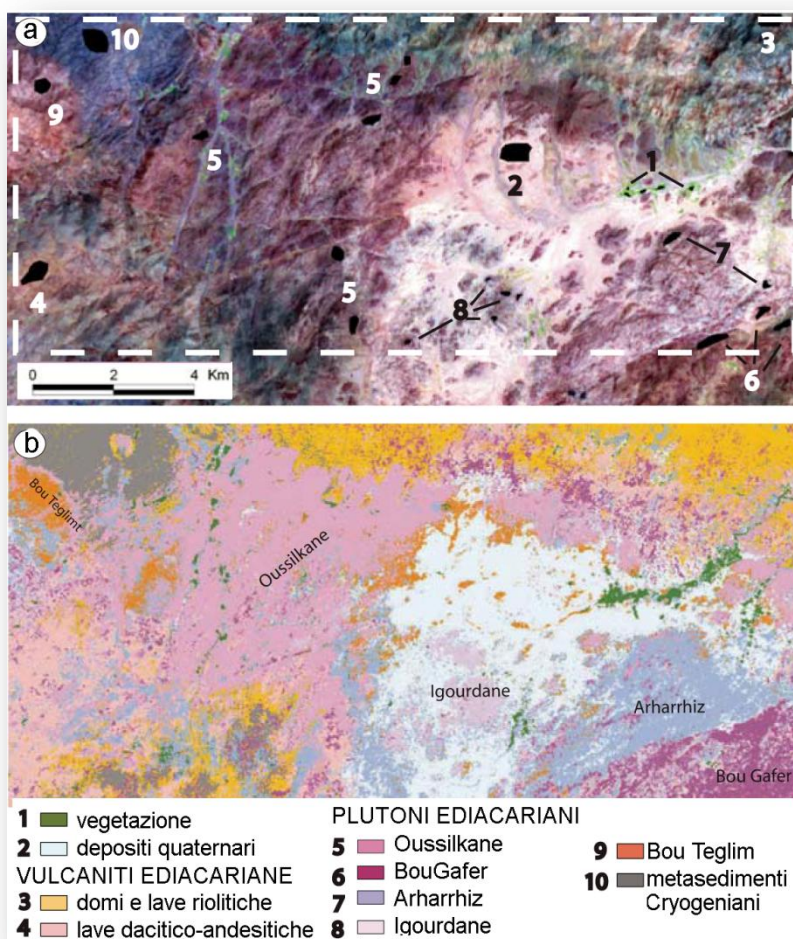
Figura 6.17. A) Firme spettrali ASTER TIR (*Thermal Infrared*) delle ROI dei plutoni di Oussilkane (O), BouGafer (B), (I) e Arharriz (A). B) Composizione RGB a falsi colori delle bande ASTER TIR 14, 13 e 10. C) BR 12/14 in cui la monzonite di Oussilkane è evidenziata dalle tonalità più chiare. D) BR 14/10 in cui il granito di Arharriz è evidenziato dalle tonalità più chiare. E) BR 13/14 in cui Igourdane e BouGafer sono evidenziati dalle tonalità più chiare, seguito dalla quarzo monzonite di BouGafer. F) Composizione RGB a falsi colori dei BR 12/14, 14/10 e 13/14 in cui la monzonite di Oussilkane è ben distinta (magenta) dai plutoni di Igourdane ed Arharriz, mentre il plutone di BouGafer presenta colori molto variabili.

### 6.6.3 Classificazioni: *maximum likelihood* e *spectral angle mapper*

Per differenziare i diversi corpi intrusivi Ediacariani e consentire di conseguenza una mappatura geologica partendo dai dati telerilevati, le immagini ASTER sono state classificate nelle bande VNIR e SWIR, utilizzando il metodo del massimo

verosomigliante (MLL – *Maximum Likelihood*) e della mappatura secondo l'angolo spettrale (SAM – *Spectral Angle Mapper*) (**capitolo 5.2**).

Per quanto riguarda la classificazione MLL, si è partiti scegliendo le firme spettrali nell'immagine ASTER (**fig. 6.14b**), in aree controllate con osservazioni a terra (ROI – **fig. 6.18a**). In **figura 6.18b** sono mostrati i risultati della classificazione MLL. L'identificazione dei limiti geologici dei diversi plutoni e delle unità circostanti è molto chiara ed incoraggiante. In particolare, i graniti di Arharrhiz ed Igourdane risultano ben delimitati all'interno dei più grandi plutoni di Oussilkane e BouGafer. Per di più si nota come gli affioramenti del granito di Arharrhiz circondino in realtà gran parte del corpo di Igourdane.



**Figura 6.18.** A) Combinazione a falsi colori delle bande ASTER 7, 3 e 1, in cui sono raffigurate le ROI utilizzate nella classificazione MLL di figura 6.18b. B) Classificazione MLL in cui si riescono ad apprezzare i limiti tra la sequenza vulcano-clastica Ediacariana, i sedimenti Cryogeniani ed i plutoni Ediacariani.

Le firme spettrali delle ROI individuate nell'immagine ASTER (**fig. 6.14b**) sono state inoltre utilizzate in una classificazione SAM, utilizzando due diverse aperture angolari: 0.02 (**fig. 6.19a**) e 0.01 (**fig. 6.19b**) radianti. L'apertura più stretta risulta essere anche la più precisa, ma purtroppo riesce a classificare un numero di pixel notevolmente inferiore di quella più ampia, che però contiene delle zone erroneamente attribuite. In particolare si osserva come i pixel in corrispondenza dei detriti di falda alle basi delle pareti costituite da rocce vulcaniche siano classificati come appartenenti al plutone di Oussilkane. La classificazione SAM è stata applicata considerando anche le firme spettrali di laboratorio, ricampionate alla risoluzione di ASTER (**fig. 6.14a**) e con un'apertura angolare di 0.02 radianti (**fig. 6.19c**). Il risultato mostra però delle incongruenze, dovute alle differenti configurazioni strumentali.

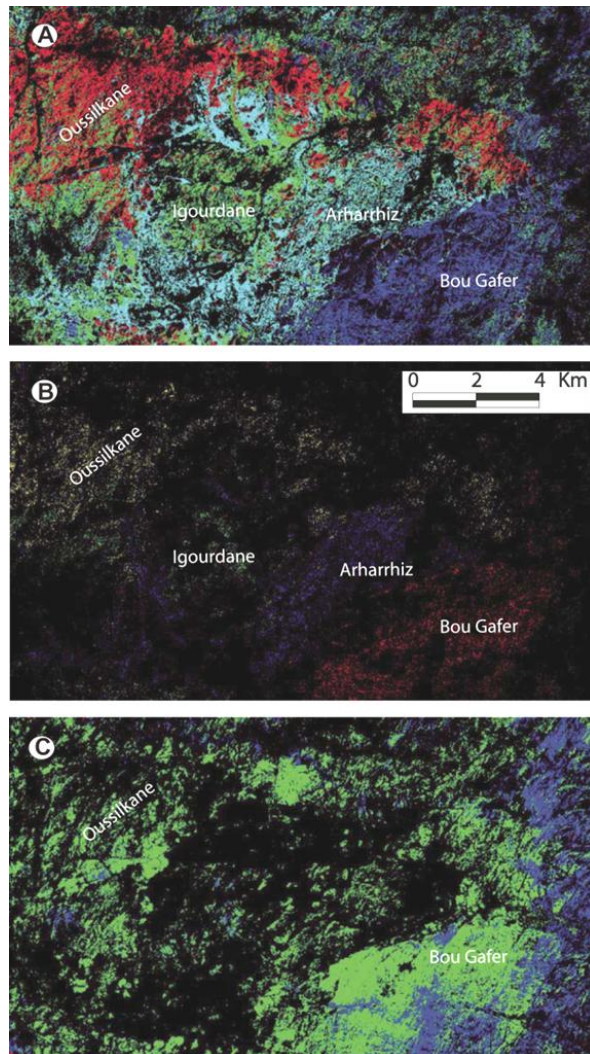


Figura 6.19. A) Classificazione SAM, considerando le firme dei quattro plutoni analizzati (fig. 6.14a, b) A) SAM con apertura angolare di 0.02 radianti sulle firme dalle ROI dell'immagine ASTER (fig. 6.14b). B) SAM con apertura angolare di 0.01 radianti sulle firme dalle ROI dell'immagine ASTER (fig. 6.14b). C) Classificazione SAM con apertura angolare di 0.02 radianti, considerando le firme da FieldSpec di BouGafer e Oussilkane e ricampionate alla risoluzione spettrale di ASTER (fig. 6.14a).

## 6.7 Conclusioni

Le elaborazioni si sono concentrate sulla distinzione di quattro diversi plutoni calc-alcali di età Ediacariana: quarzo monzonite di BouGafer, monzonite di Oussilkane, graniti di Arharrhiz e Igourdane

Per quanto riguarda le regioni spettrali del VNIR-SWIR si sono confrontati i risultati ottenuti da misure di superfici o sezioni di campioni in laboratorio con quelli della stessa immagine ASTER. L'analisi mostra che nonostante i valori di riflettanza totale (albedo) e la profondità/forma dei picchi di assorbimento presentino delle discrepanze, le figure di assorbimento più importanti e diagnostiche sono presenti in entrambe le misurazioni. Utilizzando il metodo del *Best Band Ratio* si è così trovato che la composizione RGB a falsi colori dei rapporti 5/7-6/1-4/9 è la migliore combinazione di rapporti in grado di distinguere i quattro diversi plutoni calc-alcali.

L'analisi condotta considerando le lunghezze d'onda del TIR ha portato alla scelta delle composizioni RGB a falsi colori delle bande 14-13-10 e dei rapporti tra bande 14/12-14/10-13/14, che mettono in evidenza i massimi di Christiansen ed i minimi di restrahlen legati ai diversi minerali silicatici presenti nei granitoidi in questione. I rapporti tra bande sono stati scelti considerando i risultati di un algoritmo, messo a punto nel presente lavoro e chiamato *Best Band Ratio*. Questo processo, considerando quantitativamente i valori di radianza delle singole bande ASTER, consente di identificare velocemente i migliori rapporti tra bande che permettono la distinzione di una firma spettrale dalle altre.

Infine l'immagine ASTER è stata classificata utilizzando i metodi MML e SAM, considerando sia le firme spettrali derivate dall'immagine stessa in zone a litologia note (ROI) che quelle di superfici di campioni misurate in laboratorio e ricampionate secondo la risoluzione ASTER. I risultati mostrano che entrambe le classificazioni MML e SAM, basate sulle firme da ROI riescono a discriminare gli affioramenti dei quattro plutoni considerati. Al contrario la classificazione SAM basata sulle firme di laboratorio si è rilevata fuorviante, mettendo in risalto la diversità tra i due sistemi di acquisizione.

. La regione del TIR, pur avendo un elevato potenziale teorico nella differenziazione delle litologie silicatiche, mostra una risoluzione insufficiente agli obiettivi preposti. Contrariamente, lo studio nelle lunghezze d'onda del VNIR-SWIR ha portato a risultati molto positivi. Queste lunghezze d'onda, sono infatti caratterizzate dalla presenza di assorbimenti diagnostici sia di minerali femici primari (biotite, pirosseni, orneblenda) che di ossidi ed idrossidi di Fe e minerali argillosi, legati alla presenza di vernice del

deserto sulle superfici esposte, nonché di alterazioni idrotermali. Questi due ultimi fattori, portano indirettamente informazioni sulla tipologia di roccia indagata, poiché dipendendo principalmente dal grado di evoluzione magmatica e dalle caratteristiche tessiturali-mineralogiche. Infine, le firme spettrali derivate da satellite in zone a litologia nota e applicate in algoritmi come BBR e processi classificativi come MLL e SAM, permettono di distinguere eccellentemente litologie di composizione molto simile. Al contrario, le firme ad alta risoluzione, raccolte a terra tramite analisi spettrofotometriche non portano ad una buona classificazione (SAM) dell'immagine ASTER considerata, anche se possono però essere utilizzate per definire al meglio le cause di particolari assorbimenti e quindi i minerali/sostanze maggiormente attive da un punto di vista spettrale in un particolare litotipo.

In conclusione, il presente studio ha rilevato come i dati multispettrali del sensore ASTER siano particolarmente indicati per la discriminazione e mappatura geologica di rocce granitoidi a simile composizione, in ambiente desertico e spesso coperte da patine di alterazioni superficiali (i.e. vernice del deserto, minerali argillosi).

## 6. Anti Atlante orientale (Marocco)



## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

### 7.1. Inquadramento generale

La catena Himalayana si è formata a partire dall'Eocene ( $\approx 50$ Ma) per la collisione della placca indiana con la placca euroasiatica. Attualmente è l'orogeno più giovane ed alto della Terra.

L'area studiata si trova in Nepal, più precisamente nella catena a falde sud-vergenti dell'Himalaya meridionale situata a sud della sutura collisionale detta *Indus Yarlung Suture Zone* (IYSZ). La porzione meridionale della catena Himalayana è classicamente divisa in quattro unità tettoniche. Queste strutture si osservano più o meno continuamente per più di 2400Km lungo l'asse parallelo alla catena. Procedendo così dalla pianura Indo-Gangetica, verso l'interno della catena si susseguono: il *Main Frontal Thrust* (MFT) con a tetto le molasse *Sub-Himalayane* (SH), che formano i primi rilievi della catena Himalayana, le colline del Siwalik. Questi depositi sedimentari continentali di avanzaese hanno età neogeniche - quaternarie. Le unità SH sovrascorrono i depositi alluvionali quaternari della pianura Indo-Gangetica. Si trova poi il *Main Boundary Thrust* (MBT), con a tetto le unità del *Lesser Himalayan Crystalline* (LHC). Il LHC è prevalentemente composto da sedimenti marini di mare profondo, depositatesi dal Proterozoico Superiore al Cenozoico inferiore nel bacino della Tetide lungo il margine continentale indiano. Successivamente si incontra il *Main Central Thrust* (MCT) con a tetto l'*Higher Himalayan Crystalline* (HHC) ed infine il *South Tibetan Detachment System* (STDS) con a tetto la *Tibetan Sedimentary Sequences* (TSS) (**fig. 7.1 - Gansser, 1964; Le Fort, 1975; Upreti, 1999; Hodges, 2000**). Il grado metamorfico di queste unità generalmente aumenta verso il nucleo dell'HHC per poi diminuire in corrispondenza del STDS (**Fraser et al., 2000**).

Il MCT ed il STDS, un sistema di faglie normali, sono le principali strutture lungo le quali la crosta indiana (HHC), precedentemente subdotta, è stata esumata da profondità medio crostali sviluppando il metamorfismo inverso e il magmatismo di età Cenozoica della catena Himalayana (**Cottle et al., 2007; Searle & Godin, 2003, Beaumont et al., 2001; Burchfiel et al., 1992**).

Le unità cristalline dell'HHC sono costituite da rocce meta-sedimentarie e meta-igne di alto grado metamorfico (fino ad anfibolitico superiore), formatesi in un periodo

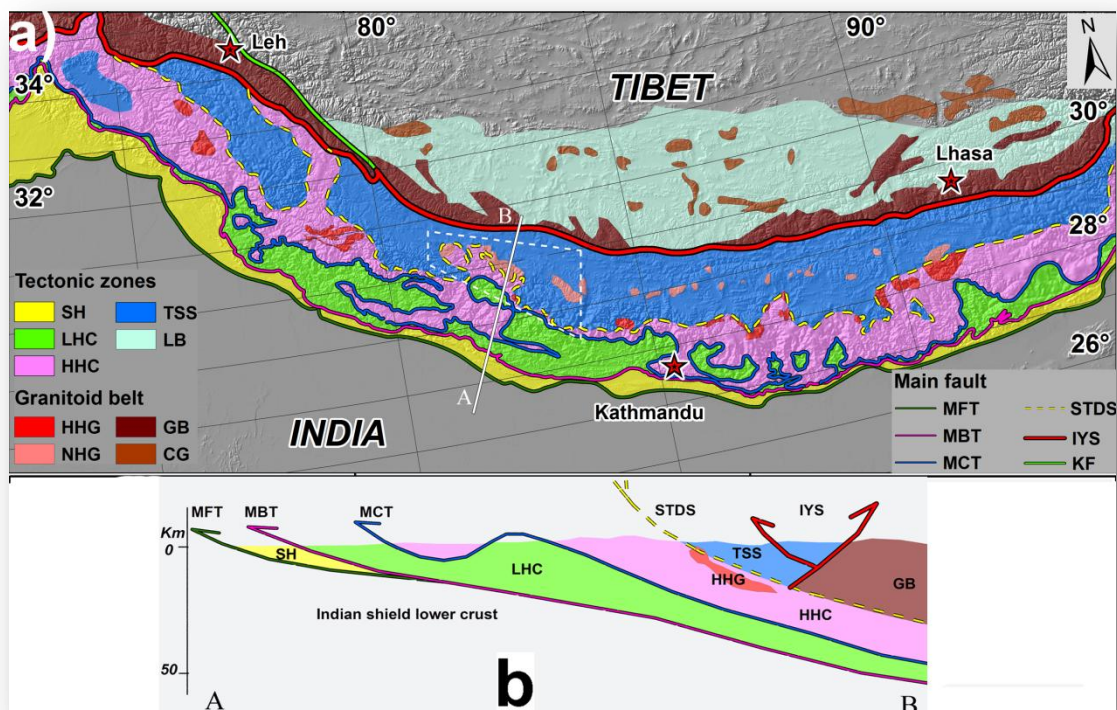


Figura 7.1. a) Carta delle principali unità strutturali e corpi plutonici della catena Himalayana. L'area tratteggiata localizza la figura 7.3. b) Profilo AB che mostra i rapporti tra le principali unità della catena Himalayana.

di tempo che va dal Proterozoico superiore al Cambriano medio e metamorfosate principalmente durante la collisione Terziaria (Parrish & Hodges, 1996; De Celles et al., 2000).

Al di sopra del STDS fino alla sutura collisionale (IYSZ) troviamo le rocce sedimentarie fossilifere pertinenti alla *Tibetan Sedimentary Sequence* (TSS). Questa sequenza ha età che vanno dal Cambriano al Cretaceo-Eocene, e si è depositata nel Bacino della Tetide, in una zona più distale rispetto ai sedimenti del LHC (Upreti, 1999).

Sulla base della suddivisione tettono-stratigrafica della catena Himalayana sono state riconosciute 4 diverse associazioni plutoniche (Debon et al., 1986). Procedendo da sud verso nord troviamo (fig. 7.1):

- I graniti dell'alto Himalaya (HHG - *Higher Himalayan Granites*): plutoni granitici affioranti nelle unità superiori dell'HHC, a stretto contatto con il STDS, oggetto del presente studio.

- I graniti nord Himalayani (NHG - *North Himalayan Granites*): gneiss e graniti affioranti in finestre tettoniche all'interno del TSS.
- I batoliti Gandgesi (GB - *Gandgese Batholiths*): grossi corpi granitici affioranti lungo la IYSZ.
- I graniti del Cretaceo (CG - *Cretaceous Granites*): plutoni granitici affioranti nella zona settentrionale della catena Himalayana.

Recenti studi (i.e. **Watts & Harris, 2005; Aoya et al., 2006**) hanno dimostrato come dal punto di vista geocronologico, petrografico e geochimico i NHG siano molto simili all'HHG.

### 7.1.1. MCT - *Main Central Thrust*

Il MCT è un sovrascorrimento sud-vergente che si estende parallelamente alla catena Himalayana per quasi 2500Km. Il MCT è uno dei lineamenti più importanti e costituisce la zona lungo la quale è avvenuta l'esumazione delle unità dell'HHG, che raggiungono spessori di circa 25-30Km. Il rigetto del MCT è stato calcolato nell'ordine dei 140Km e da indagini geofisiche sembra inoltre che il MCT si estenda sotto l'altopiano del Tibet sino al nucleo della catena Himalayana (**Upreti, 1999**).

Nonostante molti autori ritengano che il MCT sia costituito da un'unica struttura tettonica (i.e. **Arita, 1983; Paudel & Arita, 2000; Catlos et al., 2002; Takagi et al., 2003**), è stato dimostrato che in realtà costituisce un'ampia zona di shear duttile (1-4km) al contatto tra le unità cristalline di alto grado metamorfico (HHG) e quelle di basso (LHG) (i.e. **Pecher, 1977; Carosi et al., 2007, 2010; Searle et al., 2008**).

La presenza di numerosi klippe di HHG al di sopra del LHG, isolati dall'erosione, indica che il MCT si estendeva molto più a sud rispetto all'attuale configurazione (**Sakai et al., 1999**). Le recenti datazioni radiometriche dei minerali legati all'attività del MCT, circoscrivono la sua maggiore attività ad un arco di tempo che va da 25 a 15Ma ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  su orneblenda e muscovite, U-Pb su zircone e Th-Pb su monazite - **Bollinger & Janots, 2006; Imayama & Arita, 2008**). Tuttavia è stata dimostrata una riattivazione in regime fragile tra il Miocene Superiore e il Pliocene (i.e. **Bollinger & Janots, 2006; Imayama & Arita, 2008**).

### 7.1.2. HHC - *Higher Himalayan Crystalline*

L'HHC è costituito da una pila di falde che ricoprono spessori di circa 30Km e formato da rocce cristalline di medio-alto grado metamorfico. L'unità affiora nelle zone topograficamente più elevate dell'intera catena Himalayana.

I sedimenti che formano le rocce dell'HHC sono stati depositati in un intervallo temporale che va da 680Ma a 480Ma (Proterozoico Superiore-Cambriano Superiore), età ricavate rispettivamente dai più recenti Zirconi detritici e dalle intrusioni di graniti Paleozoici (**DeCelles et al., 2000; Richards et al., 2005**).

Le litologie più comuni sono gneiss, migmatiti, scisti di alto grado metamorfico (anfibolitico) e calc-silicati. Anche se in genere viene considerato come un'unica unità cristallina con caratteristiche tettono-metamorfiche molto simili lungo tutta la catena Himalayana è stato tuttavia suddiviso in 3 unità (**Le Fort, 1975; Searle & Godin, 2003; Carosi et al., 2007**) che dal basso verso l'alto comprendono le seguenti litologie:

- i. Paragneisse a cianite, sillimanite, granato, biotite e muscovite.
- ii. Gneiss occhiadini (augen gneiss) con intercalazioni di rocce calc-silicatiche, quarzitiche e lenti di anfiboliti a granato.
- iii. Ortogneiss e gneiss migmatitici intrusi da dicchi e sill leucogranitici a due miche e tormalina (HHG).

I recenti modelli strutturali spiegano la presenza delle rocce ad alto grado metamorfico dell'HHC con l'estrusione di materiale attraverso un canale orogenico al di sotto delle falde del Tibet meridionale (estrusione: **Burchfiel et al., 1992; channel flow: Beaumont et al., 2001; Law et al., 2006**). L'estrusione implica quindi una contemporanea attività della zona di shear del MCT alla base dell'HHC e delle faglie normali del STDS a tetto dell'HHC (**Cottle et al., 2007**) (**fig. 7.2**).

### 7.1.3. HHG - *Higher Himalayan Granitoids*

Nelle parti superiori dell'HHC, e poco sotto le rocce sedimentarie del TSS spesso si osservano intrusioni leucogranitiche di età Oligo-Miocenica (**Fig. 7.1 - HHG**). La maggior parte dei corpi granitici mostrano età comprese tra 24 e 19Ma (datazioni U-Pb su monazite e zirconi – i.e. **Searle & Godin, 2003**), tuttavia esistono alcune eccezioni con età più giovani e comprese tra 14 e 7Ma (**Leech, 2008**).

Il contatto tra le unità dell'HHC e del TSS, originariamente ritenuto gradazionale (**Gansser, 1964; Fuchs & Frank, 1970**), si è in realtà dimostrato di natura tettonica, nella fattispecie costituito da un sistema di faglie normali che va sotto il nome di STDS

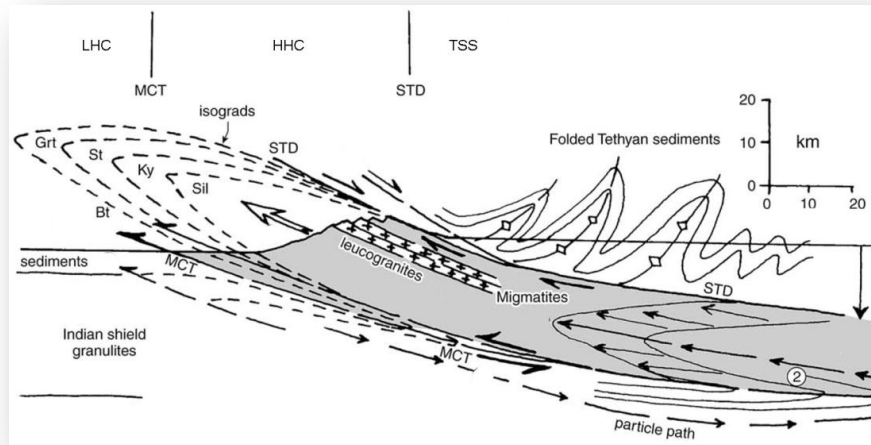


Figura 7.2. Modello interpretativo del processo di *channel flow*, responsabile dell'esumazione dell'HHC. Modificato da Searle & Godin, 2003.

(Burg & Chen, 1984; Burchfield et al., 1992; Searle & Godin, 2003). Molti autori sostengono che i leucograniti Oligo-Miocenici dell'HHG, siano confinati a letto del STDS (fig. 7.2) (Chame area: Searle et al., 1997; Searle & Godin, 2003; Gurla Mandhata : Murphy et al., 2002; Buthan: Edwards & Harrison, 1997), ma sono state riportate alcune importanti eccezioni come ad esempio il granito del Manaslu (Nepal centrale - LeFort, 1975, 1981; Colchen et al., 1986; Guillot et al., 1995; Searle & Godin, 2003) ed alcune intrusioni leucogranitiche minori nella regione di Simikot (Nepal occidentale (Murphy & Copeland, 2005). Per quest'ultimi si è osservato come intrudano il STDS andando a costituire dicchi e sill all'interno delle unità della TSS.

I leucograniti HHG sono rocce peralluminose a muscovite  $\pm$  tormalina e/o biotite di composizione pressoché eutettica (*minimum melt composition*, i.e. LeFort et al., 1987). Dal punto di vista petrografico, sono formati da quarzo, plagioclasio di composizione da oligoclasica ad albitica (An 21%-An 2%), K-feldspato, muscovite con quantità variabili di biotite e tormalina. Le fasi accessorie sono principalmente rappresentate da apatite, monazite, zircone, berillo, cordierite e talora da silicati di alluminio quali andalusite e sillimanite (Dèzes, 1999; Visonà & Lombardo, 2002).

La genesi dei graniti HHG è stata messa in relazione all'esumazione dell'HHC, la cui decompressione sarebbe la causa dell'anatessi dei meta-sedimenti per deidratazione della Muscovite (Searle et al., 2010; Le Fort, 1975, 1981; Barbey et al., 1996).

In campagna, i leucograniti mostrano di essere composti da generazioni multiple che si intersecano in una complessa rete di dicchi e sill.

#### **7.1.4. STDS – *South Tibetan Detachment System***

Il STDS fu riconosciuto e definito per la prima volta nel Tibet meridionale (**Burg & Chen, 1984**), come una zona di estensione con direzione E-W e a basso angolo, immergente verso nord e separante le unità dell'HHC dalla soprastante TSS. E' stato mappato per più di 2400km (**fig. 7.1**) ed è evidenziato dalla presenza di zone di shear sia duttili che fragili che sia lateralmente che verticalmente nello spessore del STDS stesso si possono trovare associate o alternate una all'altra (**Burchfiel & Royden, 1985; Burchfiel et al., 1992; Hodges et al., 1993; Edwards et al., 1996; Searle et al., 1997; Carosi et al., 1998; Walker et al., 1999; Searle & Godin, 2003**).

L'attività del STDS evidenzia come nel Miocene i movimenti di raccorciamento dei sistemi di thrust sud-vergenti (MCT) fossero accompagnati da un'attività distensiva perpendicolare alla catena sviluppatasi al di sotto della TSS. Tale regime in un contesto di impilamento di falde fu inizialmente spiegato come effetto di collasso gravitativo e delaminazione, in risposta all'ispessimento crostale (i.e. **Burchfiel et al., 1992**). I modelli attuali, giustificano invece l'esistenza di queste zone estensionali legandole a processi esumativi di tipo *channel flow* (**fig. 7.2**) (**Law et al., 2006**).

Il STDS è facilmente riconoscibile nel Nepal orientale, mentre più ad occidente risulta in qualche modo disturbato dalla presenza di un metamorfismo di grado maggiore in prossimità del contatto tra HHC e TSS (e.g. **Carosi et al., 2007**). Nel Nepal occidentale lo stesso contatto fu addirittura definito di natura transizionale (**Fuchs, 1977; Fuchs & Frank, 1970**), evidenza messa in contraddizione dagli studi più recenti che mostrano come la presenza di pieghe asimmetriche con cinematica NE (**fig. 7.2**), aumenti in prossimità del passaggio tra HHC e TSS, spiegando la presenza di una zona con regime deformativo estensionale, il STDS (**Carosi et al., 2002; Robinson et al., 2006; Carosi et al., 2010**).

#### **7.1.3. TSS – *Tibetan Sedimentary Sequence***

La TSS è una pila di coperture sedimentarie potente 7Km che si estende per oltre 40Km tra il STDS e l'IYSZ (**Fuchs & Paudel, 1998**). Tali sequenze si sono depositate nell'oceano della Tetide, lungo il margine settentrionale del continente Indiano, tra il Paleozoico inferiore (Cambriano) ed il Cenozoico (Eocene). Il TSS risulta piegato e

sollevato durante l'orogenesi Himalayana (Liu & Einsele, 1994; Garzanti, 1999; Upreti, 1999). La zona inferiore della TSS, in prossimità del STDS (e quindi del contatto con l'HHC), è rappresentata da meta-arenarie, filliti, quarziti e meta-calcarei riferibili ad arenarie, argilliti e calcari impuri del Cambro-Ordoviciano, il tutto interessato da un blando metamorfismo in facies scisti verdi (Fuchs & Frank, 1970; Fuchs, 1977; Garzanti et al, 1994; Carosi et al., 2007; Crouzet et al., 2007).

La TSS giace in corrispondenza dei fianchi della *North Himalayan Antiform*, una piega antiforme a scala regionale, nel cui nucleo affiorano numerosi leucograniti a due miche di età Miocenica, i NHG (fig. 7.1) (Hodges, 2000; Watts & Harris, 2005).

## 7.2 Descrizione area di studio

L'area di studio si trova nel distretto amministrativo del Karnali, nella regione del Dolpo (Nepal occidentale), tra la valle del Mugu Karnali e la città di Jumla (fig. 7.3). Il Nepal occidentale ha un clima di tipo alpino delle medie latitudini (Cwa, nella classificazione di Koppen), in cui la stagione secca è in inverno mentre quella umida (monsonica) in estate. Il medio alto tasso di precipitazioni annue (400-800mm/y) si riflette nella presenza di un'abbondante copertura vegetale alle quote più basse (2500-4000m) e di ghiacciai e nevai a quelle più alte (4500-7000m).

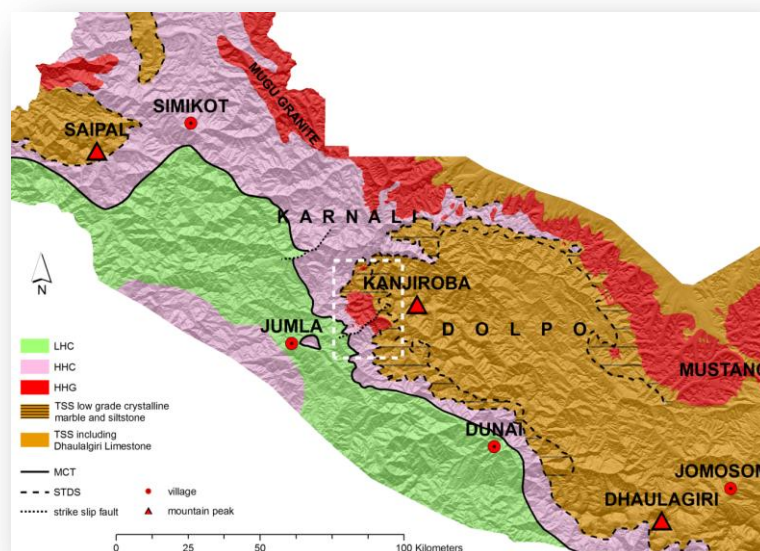


Figura 7.3. inquadramento geologico regionale del Nepal nord-occidentale (fig. 7.1). L'area tratteggiata indica la zona studiata mediante le analisi di telerilevamento dell'immagine ASTER.

L'esplorazione geologica di questo settore della catena Himalayana (Dolpo - Nepal Occidentale) risale perlopiù agli anni 60 e 70 del secolo scorso. Nei lavori di un gruppo di geologi austriaci (**Fuchs, 1964, 1967, 1973-74, 1977; Fuchs & Frank, 1970; Frank & Fuchs, 1970**), viene tra l'altro riportata la presenza di rocce granitiche nella zona tra la valle del Karnali ed il massiccio del Kanjiroba, senza però una delimitazione certa. Fuchs interpretò queste rocce come appartenenti alla propaggine meridionale del granito del Mugu (**Fuchs, 1964**), un grande batolite HHG, che in realtà affiora molto più a nord, lungo il confine tra Nepal e Cina (**fig. 7.3, Upreti, 1999; Harrison et al., 1997**). Anche il geologo giapponese Arita, esplorando la stessa regione di Fuchs, riportò la presenza di rocce granitiche, costituenti un plutone dai limiti non ben definiti, osservando inoltre come queste rocce mostrano rapporti intrusivi sia con le unità cristalline dell'HHC che con le rocce sedimentarie del TSS (**Arita et al., 1984**). La regione del Dolpo si trova però in una zona molto remota, senza reti viarie, e per di più è rimasta isolata fino ai primi anni di questo secolo a causa di lotte interne. Conseguentemente, pochi studiosi si sono dedicati alla geologia regionale dell'area e nell'arco di circa trent'anni, il corpo granitico è stato gradualmente dimenticato, fino a sparire nelle carte geologiche più recenti (i.e. **Upreti, 1999**). Grazie alle analisi di telerilevamento e a due missioni geologiche effettuate nel corso del presente dottorato e più precisamente nell'autunno del 2008 e del 2009, si è riusciti a delimitare e campionare quello che è risultato essere un plutone granitico, ora chiamato Buraburi Granite (BG) dal nome del più alto picco costituito interamente di granito (Buraburi, 5387 m.s.l.m.), provando così l'assenza di relazioni con il più grande batolite del Mugu (**Bertoldi et al., 2011**).

Lo studio di telerilevamento si è concentrato su un'area di circa 500 km<sup>2</sup> (**fig. 7.3**), centrata a 29.24° longitudine nord e 82.27° di latitudine est, e coperta dal modello digitale del terreno ASTER GDEM, tavoletta N29E82. Questi dati altimetrici, sono stati utilizzati sia nelle correzioni topografiche che per un'analisi statistica dei parametri topografici, rivelando così un'altezza media di 4316m.s.l.m., con una deviazione standard di 662m ed una pendenza media di 30°, con una deviazione standard di 12.5° (**fig. 7.4**). Si tratta quindi di un'area con un'alta energia di rilievo. Le quote variano da un minimo di 2656m.s.l.m. ad un massimo di 6565m.s.l.m. e, procedendo dal basso verso l'alto, si risale anche la successione delle unità strutturali che compongono il nucleo della catena Himalayana a vergenza meridionale.



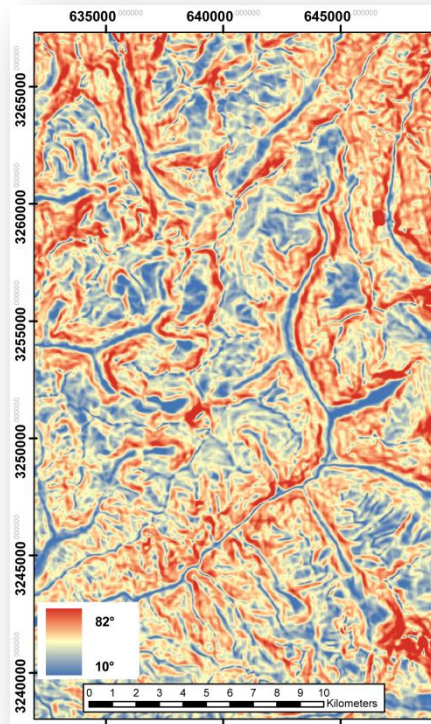


Figura 7.4. Carta delle pendenze nell'area di studio.

A quote generalmente inferiori ai 4000m, dove la vegetazione copre la maggior parte della superficie, si trovano le rocce ad alto grado metamorfico dell'HHC. Queste affiorano sporadicamente, costituendo piccoli affioramenti perlopiù lungo i sentieri o nelle incisioni dei corsi d'acqua. Le superfici esposte si mostrano però prevalentemente coperte da licheni, che aggiunti all'estrema variabilità litologica di questa unità, la rendono difficilmente riconoscibile dall'alto, ed in particolar modo alla risoluzione spaziale delle immagini satellitari ASTER (30m/pixel). Le litologie che compongono l'HHC spaziano da marmi, quarziti, filladi, micascisti, gneiss e migmatiti, con quantità variabili di granato, staurolite e cianite (**fig. 7.5**). La porzione superiore dell'HHC, a stretto contatto con il BG, fortunatamente mostra una discreta omogeneità mineralogica data da quarzo, feldspati, muscovite, biotite con quantità variabili di cianite e granato che vanno a costituire da gneiss a cianite a migmatiti (**fig. 7.5**). Queste litologie sono intruse da una rete di filoni aplitici e leucogranitici, sia indeformati che deformati, piegati e in strutture *pinch and swell*, che sfumano verso l'alto al corpo granitico del BG.



Figura 7.5. Affioramenti di HHC. Gneiss a cianite (sinistra) e migmatiti (destra)

Il plutone del Buraburi (BG), rappresentato da leucograniti a due miche e tormalina, in campagna appare formato dall'associazione di un numero indefinito di intrusioni a lenzuolo (*sheet-like granite*), lungo piani inclinati di circa  $30^\circ$  verso nord. Il BG, mostra inoltre rapporti intrusivi sia con le unità cristalline dell'HHC che con le coperture sedimentarie del TSS ed affiora a partire da circa 4000m costituendo alcuni tra i più alti rilievi dell'area. Purtroppo, anche se le porzioni affioranti sono molto più numerose rispetto a quelle dell'HHC, per la mancanza di vegetazione arborea e dell'alta energia di rilievo, le superfici si mostrano abbondantemente coperte da licheni. Questi vanno infatti ad occupare un'area media stimata del 70% dell'intera superficie affiorante (**fig. 7.6a**). Alla scala dell'affioramento, il BG si presenta essenzialmente in due diverse facies: una inferiore anisotropa, potente circa 2000m (**fig. 7.6b**) ed una superiore isotropica, potente circa 3000m (**fig. 7.6c**). La facies inferiore è un leucogranito caratterizzato da grandi cristalli di muscovite (1-10cm di diametro) e tormalina. La foliazione è evidenziata dalla presenza di livelli a muscovite la cui orientazione è concordante sia con quella metamorfica regionale che con i piani delle lame granitiche che formano lo stesso plutone (immersione  $30^\circ N$ ). Sono inoltre presenti noduli centimetrici di tormalina (3-5 cm di diametro) e localmente grandi cristalli euedrali di K-feldspato (5-10 cm di diametro). In contrasto, la facies superiore si caratterizza per essere omogenea e costituita da un leucogranito a due miche e tormalina con grana medio fine. Le differenze tessiturali di queste due facies non sono però distinguibili alla risoluzione spaziale e spettrale del sensore ASTER.

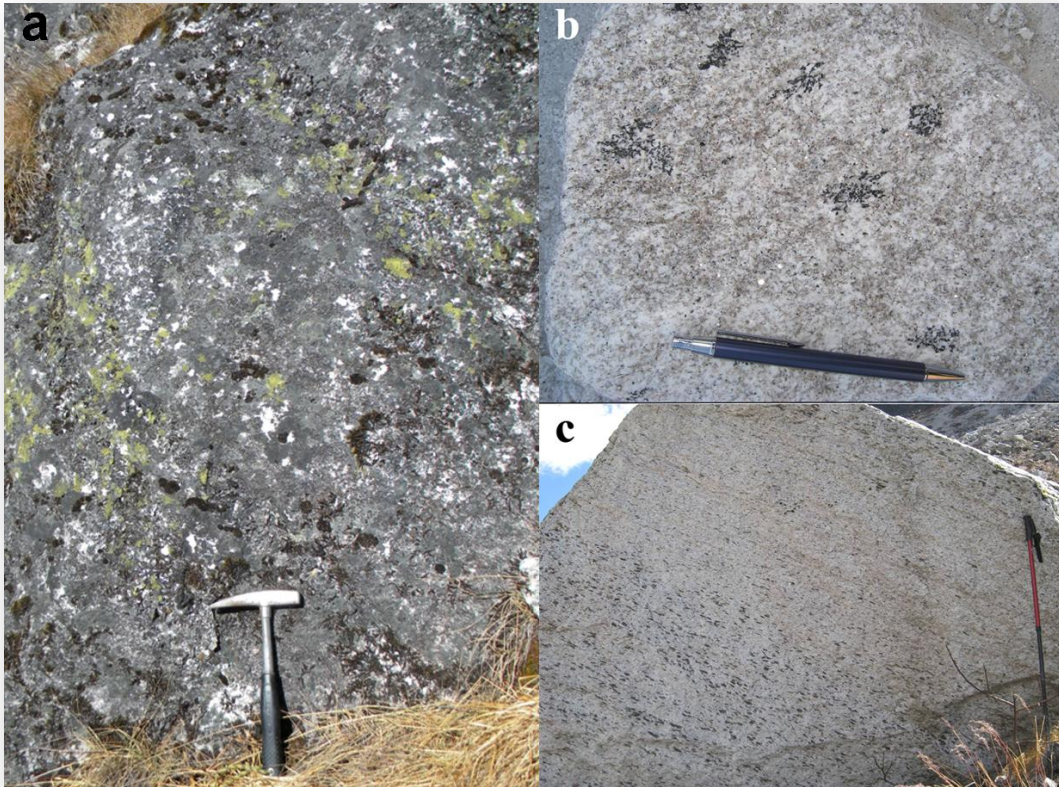


Figura 7.6. a) Particolare di un affioramento di BG, coperto da licheni acidofilici. b) Facies superiore isotropica del BG, con noduli di tormalina. c) Facies inferiore foliata del BG.

La TSS affiora prevalentemente a quote superiori i 5000m. e si caratterizza per la presenza di una porzione basale, calcsilicatica e debolmente metamorfosata (i.e. *North Col Formation*) ed una porzione superiore carbonatica (i.e. *Dhaulagiri Formation*). Durante le campagne di terreno si è però riusciti a rilevare solo la porzione inferiore dell'unità, costituita prevalentemente da metarenarie, quarziti e meta-calcarei. Il metamorfismo è in facies scisti verdi, che nei marmi impuri sviluppa un'associazione mineralogica data da calcite, quarzo, biotite, muscovite, clorite e scapolite. La porzione inferiore della TSS, alla pari dell'HHC, è intrusa da filoni aplitici e leucogranitici, da deformati ad indeformati che si fanno sempre più frequenti in prossimità del contatto con il BG, fino a costituire vere e proprie apofisi di quest'ultimo (**fig. 7.7**). Le superfici degli affioramenti della TSS mostrano una minore copertura lichenica di quelle del BG, lasciando così spazio ad una superficie costituita da rocce calc-silicatiche ed alterazioni superficiali ad ossidi ed idrossidi di Fe e Mg.

7. Nepal occidentale (Himalaya)

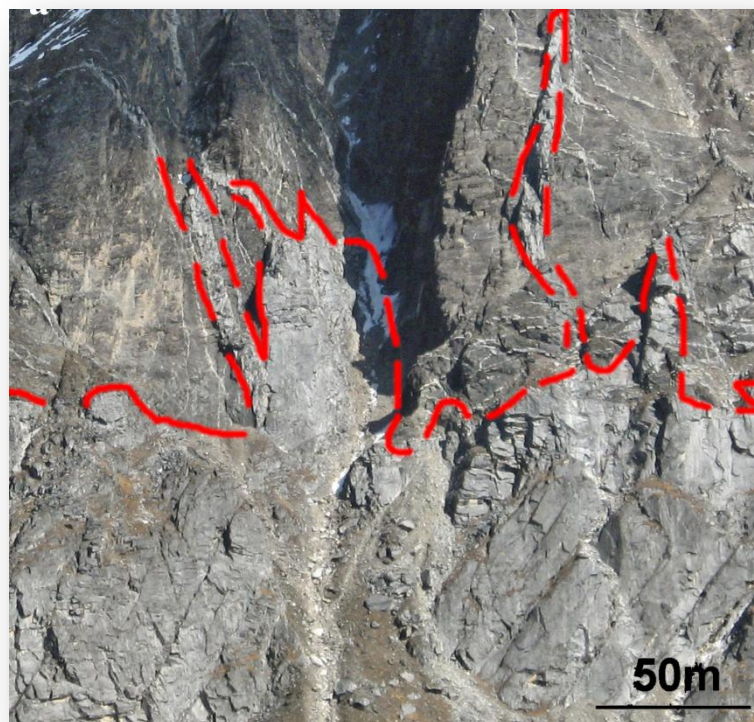


Figura 7.7. Particolare del contatto intrusivo tra BG e TSS.

### 7.3 Relazioni tra petrografia e spettri di riflettanza

Durante il rilevamento si sono campionate le litologie più frequenti, congiuntamente alle superfici alterate e coperte da licheni (**tab. 7.1**).

Le rocce raccolte sono state tagliate e analizzate in sezioni sottili al microscopio a trasmissione. Gli studi petrografici hanno portato all'individuazione dell'associazione mineralogica nelle singole litologie (**tab. 7.1**).

Su circa una trentina di campioni, è stata misurata la riflettanza della superficie utilizzando lo spettrofotometro Cary5000 (**capitolo 3.2.1**). Per ogni campione si sono analizzate tre diverse aree di circa 1 cm<sup>2</sup> l'una, ritenute rappresentative della litologia e si è proceduto considerando la firma spettrale media (**fig. 7.8a.b, 7.12, 7.14**). Tutte le firme sono inoltre state ricampionate secondo la risoluzione ASTER, utilizzando l'apposita funzione di filtro (**capitolo 4.1**). Nel paragrafo che segue è esposta una descrizione delle principali caratteristiche petrografiche e spettrali dei campioni, considerando sia le firme ad alta risoluzione degli spettri di laboratorio che quelle ricampionate secondo la risoluzione ASTER (**tab. 7.2**) dei campioni analizzati.

#### 7.3.1 HHC

Il campione d08\_09 è un marmo impuro prevalentemente costituito da carbonato di calcio (calcite) e qualche granulo di quarzo. La foliazione è definita dalla presenza di sottili livelli isorientati di muscovite e clorite. Sia la firma ad alta risoluzione che quella ricampionata secondo ASTER (**fig. 7.8a**) mostra chiaramente il picco del carbonato a 2.3µm (banda ASTER 8). Dalla firma ad alta risoluzione si intuisce inoltre la presenza di minerali contenenti H<sub>2</sub>O e OH (i.e. clorite, muscovite) data dai due picchi di assorbimento centrati a 1.4µm e 1.9µm. Inoltre, l'ampio assorbimento centrato a circa 1µm abbinato a quello alle lunghezze d'onda più corte di 0.5µm che si intuisce anche nello spettro ricampionato secondo la risoluzione ASTER, è riferibile alla presenza di impurità costituite prevalentemente da ossidi e idrossidi di ferro (i.e. ematite, goethite), che danno alla stessa roccia un colore debolmente rosato.

I campioni d08\_04 e d08\_11 si riferiscono ad una quarzite microcristallina impura, campionata in due località diverse. Questa è costituita principalmente da cristalli di quarzo e livelli di muscovite e tormalina che vanno a sottolineare la stessa foliazione della roccia (**fig. 7.8a**). Sia le firme ad alta risoluzione che quelle ricampionate secondo

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

SIGLA CAMPIONE - SPETTRO	LONGITUDINE E	LATITUDINE N	LITOLOGIA	ASSOCIAZIONE MINERALOGICA	UNITA'	NOTE
D08_09_MARMO ORTO	634131	3242614	MARMO IMPURO	calcite, quarzo, clorite, muscovite	HHC	
D08_04_QTZ-ORTO	617295	3239917	QUARZITE	quarzo, muscovite, tormalina	HHC	firma ortogonale alla foliazione
D08_04_QTZ-PARA	617295	3239917	QUARZITE	quarzo, muscovite, tormalina	HHC	firma parallela alla foliazione
D08_11_QTZ-PARA	628354	3242562	QUARZITE	quarzo, muscovite, tormalina	HHC	
D08_14_META	634909	3242810	GNEISS	quarzo, feldspato, muscovite, biotite, cianite, staurolite, granato	HHC	
D08_14_SUP-META	634909	3242810	GNEISS - SUP. ALT.	PRIMARI + minerali delle argille	HHC	firma superficie alterazione
D08_25	639423	3245161	GNEISS	quarzo, feldspati, biotite, tormalina, clinopirosseni, anfibolo, titanite, rutile	HHC	
D08_39_P	634681	3243016	GNEISS	quarzo, feldspati, muscovite, biotite	HHC	
D08_82_META	628625	3245452	MICASCISTI	quarzo, feldspati, muscovite, clorite, biotite	HHC	
D08_82_SUP-ALT-META	628625	3245452	MICASCISTI SUP. ALT.	PRIMARI argille, ossidi di ferro	HHC	firma superficie alterazione
D08_87_PARA	628625	3245452	GNEISS a granato	quarzo, feldspati, biotite, granato, muscovite, apatite e tormalina	HHC	firma parallela alla foliazione
D08_87_ORTO NOD	628625	3245452	GNEISS a granato	quarzo, feldspati, biotite, granato, muscovite, apatite e tormalina	HCC	firma ortogonale alla foliazione
D08_01_GRANITO	614110	3239951	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, tormalina	HCC	filone
D08_24_GRANITO	639437	3245133	GNEISS a orneblenda e epidoto	quarzo, feldspati, orneblenda, biotite, epidoto, titanite	HCC	
D08_67	636771	3255497	PARAGNEISS a biotite	quarzo, feldspati, biotite	TSS	
D08_68	635851	3257731	CALCESCITO	quarzo, feldspati, biotite, calcite	TSS	
D08_76 TIBETAN	634296	3251882	CALCSILICATO	calcite, plagioclasio, augite	TSS	
D08_76_SUP_ALT_TIBETAN	634296	3251882	CALCSILICATO SUP. ALT	PRIMARI + minerali delle argille, ossidi di ferro	TSS	firma superficie alterazione
D08_78_FOLD	634296	3251882	CALCESILICATI	quarzo, feldspati, calcite	TSS	
D08_60_GRANITO	635731	3248852	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, tormalina (<biotite)	HHG	
D08_66_GRANITO	636771	3255497	LEUCOGRANITO a due miche e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, biotite, tormalina	HHG	
G1_SUP-LISCIA	636771	3255497	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, tormalina (<biotite)	HHG	
G2_SUP-LISCIA	636771	3255497	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, tormalina (<biotite)	HHG	
G3_SUP-LISCIA	636771	3255497	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, tormalina (<biotite)	HHG	
G3_SUP-SCABROSA	636771	3255497	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, tormalina (<biotite)	HHG	
C60a_SUP LISCIA	635731	3248852	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	quarzo, feldspati, muscovite, tormalina (<biotite)	HHG	
C60a_SUP-ALT	635731	3248852	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina SUP. ALT.	PRIMARI + minerali delle argille, ossidi di ferro	HHG	firma superficie alterazione
CIANITE			CIANITE		HHC	
60B_MICA-DIAGONALE	635731	3248852	MUSCOVITE		HHG	firma diagonale al piano di sfaldatura
60B_MICA-ORTOGONALE	635731	3248852	MUSCOVITE		HHG	firma ortogonale al piano di sfaldatura
60B_MICA-PARALLELA	635731	3248852	MUSCOVITE		HHG	firma parallela al piano di sfaldatura
G2 LICHENE	636771	3255497	LICHENI	licheni, leucogranito	HHG	licheni acidofilici
G3 LICHENE	636771	3255497	LICHENI	licheni, leucogranito	HHG	licheni acidofilici
C10 LICHENE	635731	3248852	LICHENI	licheni, leucogranito	HHG	licheni acidofilici

Tabella 7.1. Elenco dei campioni di cui si sono analizzate le firme spettrali in laboratorio.

la risoluzione ASTER mostrano il picco di assorbimento del legame Al-OH, posizionato a circa 2.22 $\mu$ m (banda ASTER 6) e diagnostico della presenza di muscovite. Nelle firme ad alta risoluzione sono inoltre visibili le armoniche a 2.35 $\mu$ m e 2.45 $\mu$ m di Al-OH e gli assorbimenti di OH a 1.4 $\mu$ m e 1.9 $\mu$ m tipici dei fillosilicati. Poiché il quarzo e la tormalina non presentano particolari figure di assorbimento, la muscovite è l'unico minerale a poter essere riconosciuto con certezza. Nonostante ciò, la riflettanza generale (albedo) molto alta è con ogni probabilità legata alla presenza del quarzo, che nella regione del visibile è anche responsabile del colore molto chiaro (bianco) della stessa roccia. Sul campione d08\_04 sono state inoltre misurate due serie di firme spettrali

SIGLA CAMPIONE - SPETTRO	LITOLOGIA	UNITA'	RIFLETTANZA (%) BANDE ASTER (micrometri-banda)								
			0,55508	0,65834	0,80533	1,65479	2,16555	2,20731	2,26353	2,33309	2,39641
			1	2	3	4	5	6	7	8	9
D08_09_MARMO ORTO	MARMO IMPURO	HHC	48,7345	52,2095	48,8987	47,0547	38,5217	33,3772	23,3655	22,0765	27,2573
D08_04_QTZ-ORTO	QUARZITE	HHC	74,6029	75,8763	76,9867	82,2692	65,1225	52,7638	63,9071	54,898	50,3072
D08_04_QTZ-PARA	QUARZITE	HHC	75,1164	75,7787	76,1837	82,1004	63,691	51,4701	62,4537	53,1021	48,4849
D08_11_QTZ-PARA	QUARZITE	HHC	41,6917	41,0997	40,6645	42,2318	31,332	22,2259	28,3469	23,264	20,4315
D08_14_META	GNEISS	HHC	20,1586	19,2767	19,7663	17,4721	15,9777	13,8976	15,1428	13,3969	12,5607
D08_14_SUP-META	GNEISS - SUP. ALT.	HHC	19,2407	19,143	19,033	21,1276	21,4873	19,0093	20,7136	19,3481	18,8756
D08_25	GNEISS	HHC	38,072	36,9045	35,4922	44,3851	53,6206	51,9192	48,3598	44,9694	44,9657
D08_39_P	GNEISS	HHC	29,402	31,2449	31,5645	33,7316	33,1651	30,4161	30,9612	28,9948	27,8181
D08_82_META	MICASCISTI	HHC	32,3713	30,6791	29,22	25,8902	21,1454	17,3243	18,5339	16,9074	15,8523
D08_82_SUP-ALT-META	MICASCISTI SUP. ALT.	HHC	29,0186	29,1007	29,2194	32,7533	31,5023	28,3856	28,9454	27,8379	27,6341
D08_87_PARA	GNEISS a granato	HHC	14,879	14,9855	14,322	13,5184	16,311	14,463	14,1656	12,5724	12,1001
D08_87_ORTO NOD	GNEISS a granato	HCC	19,9363	19,8553	19,2751	18,8443	20,8034	18,3472	18,5446	16,4958	15,9965
D08_01_GRANITO	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	HCC	51,1618	49,8743	48,4336	43,7573	46,4194	40,9371	45,8997	42,1305	39,6068
D08_24_GRANITO	GNEISS a orneblenda e epidoto	HCC	42,7753	40,1501	38,0009	47,9792	51,1325	49,5173	44,4204	36,7753	42,0818
D08_67	PARAGNEISS a biotite	TSS	17,4595	17,325	16,4883	22,1229	33,0348	32,0057	28,0415	24,9752	24,615
D08_68	CALCESCITO	TSS	25,568	26,7822	26,2444	37,1124	42,4723	36,3009	31,0877	24,4263	27,0031
D08_76 TIBETAN	CALCSILICATO	TSS	27,9283	32,8857	35,0811	39,0536	37,6054	36,885	33,892	31,8173	32,7303
D08_76_SUP_ALT_TIBETAN	CALCSILICATO SUP. ALT	TSS	14,41	16,6579	21,1851	46,7626	42,5143	42,993	40,0528	36,3957	35,8827
D08_78_FOLD	CALCESILICATI	TSS	40,0185	39,7026	38,0702	31,6671	29,4983	28,6174	27,8535	26,4849	27,2361
D08_60_GRANITO	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	HHG	46,3482	48,5312	50,7463	55,3119	45,515	38,5367	44,6404	39,0933	36,176
D08_66_GRANITO	LEUCOGRANITO a due miche e tormalina	HHG	42,2944	44,0248	46,8723	48,9707	41,7792	38,0334	42,2721	38,0707	35,4867
G1_SUP-LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	HHG	24,4254	23,9298	23,2372	20,7764	24,9609	22,7061	24,0932	22,763	21,8487
G2_SUP-LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	HHG	43,4911	47,94	53,5203	59,6771	47,8656	43,9914	46,8137	42,1976	37,8154
G3_SUP-LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	HHG	53,1554	55,6066	58,9971	68,4193	56,0495	50,0802	56,263	52,1595	49,7119
G3_SUP-SCABROSA	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	HHG	39,7391	41,8941	44,6198	56,842	46,1316	40,7889	46,2107	42,5795	40,529
C60a_SUP LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina	HHG	37,3321	43,5081	51,0368	59,2957	53,2711	51,1973	52,0279	49,8637	46,9759
C60a_SUP-ALT	LEUCOGRANITO a muscovite e tormalina SUP.	HHG	22,5173	27,8313	33,6178	50,3685	49,9262	49,0541	48,7954	47,4431	46,0367
CIANITE	CIANITE	HHC	20,8627	23,3862	32,3219	37,7724	33,6246	31,4449	33,1861	31,3161	29,961
60B_MICA-DIAGONALE	MUSCOVITE	HHG	47,4279	48,9568	49,3596	54,7425	45,4531	39,1014	45,0191	41,2791	40,3761
60B_MICA-ORTOGONALE	MUSCOVITE	HHG	15,2464	14,5045	13,1949	16,6411	9,5851	7,69752	8,99682	7,43544	6,77918
60B_MICA-PARALLELA	MUSCOVITE	HHG	44,05	50,9936	53,1067	67,0324	49,1538	36,4694	49,269	38,0769	34,6386
G2 LICHENE	LICHENI	HHG	12,9179	13,2488	17,2443	35,4845	30,3749	30,1864	29,2781	27,1748	25,0445
G3 LICHENE	LICHENI	HHG	5,3395	5,70506	6,86892	28,0238	24,8555	25,74	24,0735	22,4265	22,1084
C10 LICHENE	LICHENI	HHG	20,8263	21,9765	37,2343	54,4585	41,6095	42,7141	39,0698	36,5205	35,2062

Tabella 7.2. Riflettanze delle firme di laboratorio dei campioni analizzati, ricampionate alla risoluzione ASTER.

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

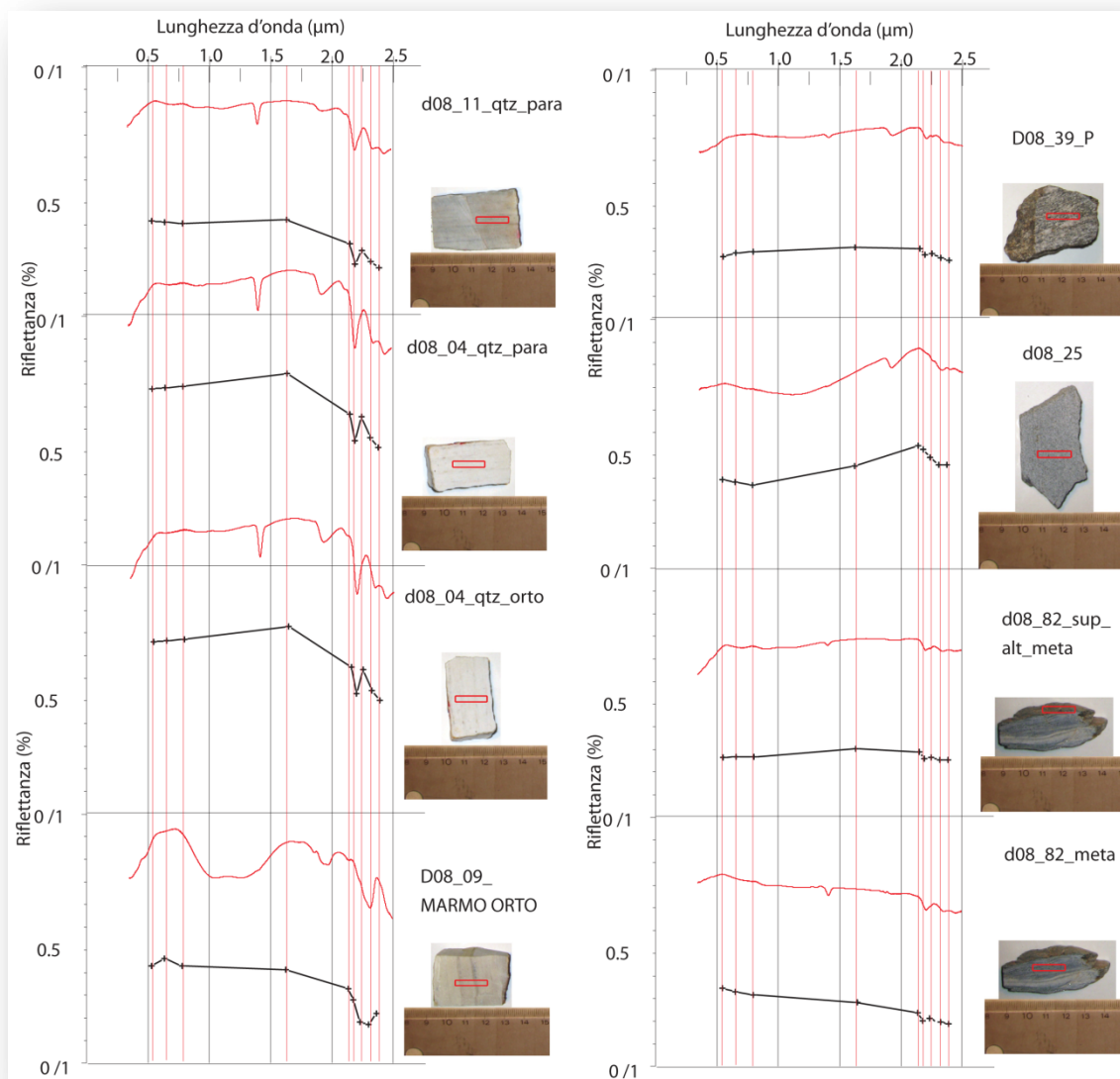


Figura 7.8a. Firme spettrali di laboratorio e ricampionate alla risoluzione di ASTER dei campioni di HHC.

ortogonalmente alla foliazione in due direzioni diverse (d08\_04 qtz PARA, d08\_04 qtz ORTO - **fig. 7.8a**), che non mostrano però alcuna differenza. Ciò indica che per questa associazione mineralogica, la riflettanza non dipende dal diverso angolo in cui si dispone la foliazione. Diversamente, misurando la riflettanza parallelamente alla foliazione si otterrebbe una firma diversa, poiché si andrebbe ad analizzare esclusivamente i letti di muscovite e tormalina. L'albedo nella firma del campione d08\_11, se confrontata con quella di d08\_04 è leggermente più bassa. Questa caratteristica si riflette anche nella colorazione della superficie fresca, che appare leggermente più scura. Infine, dalle firme ad alta risoluzione si può notare che la profondità dei picchi di assorbimento è maggiore nelle firme dei campioni d08\_04



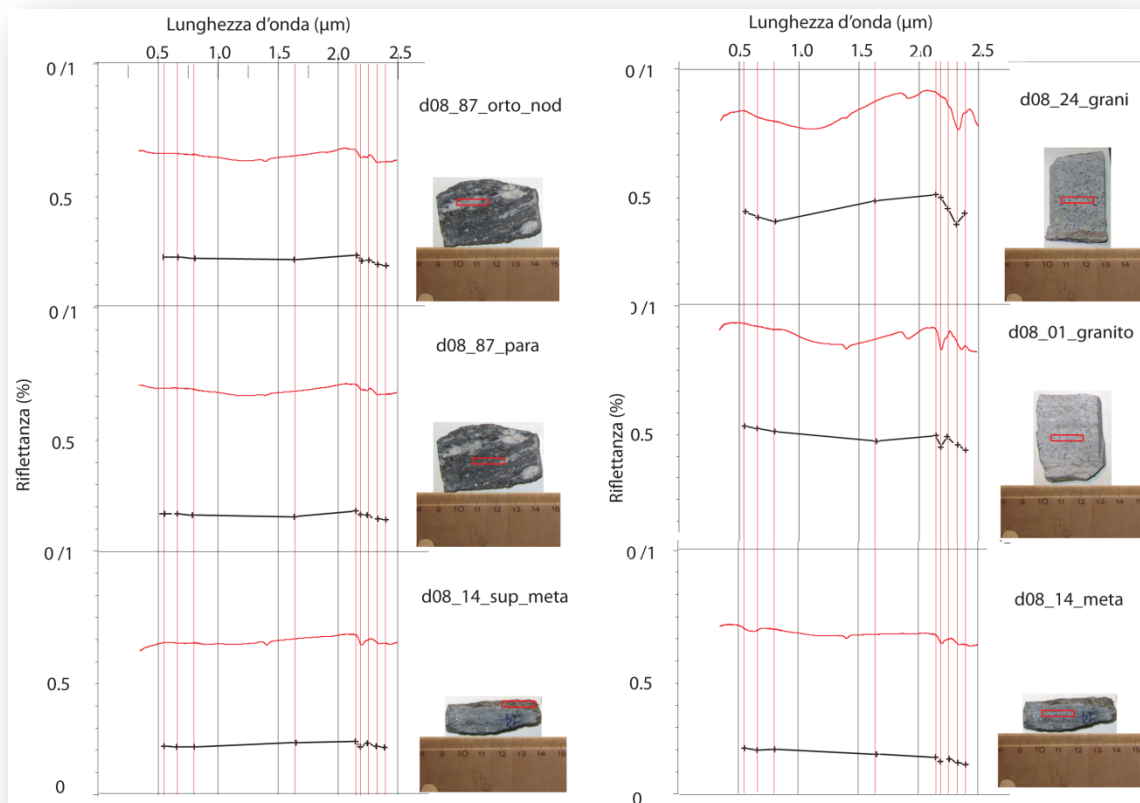


Figura 7.8b. Firme spettrali di laboratorio e ricampionate alla risoluzione di ASTER dei campioni di HHC.

rispetto a quella del campione d08\_04, una caratteristica legata alla granulometria della muscovite, maggiore nel campione d08\_11.

Il campione **d08 14** è uno gneiss a grana fine costituito da quarzo, feldspati, muscovite, biotite, cianite, staurolite e granato. La firma spettrale si presenta con un'albedo decisamente inferiore rispetto ai precedenti campioni e deboli assorbimenti in corrispondenza a 2.20µm e 2.30µm, che indicano la presenza di muscovite. Nella regione del visibile è inoltre presente un assorbimento che ricorda quello del  $\text{Fe}^{2+}$ - $\text{Fe}^{3+}$  presente negli spettri della biotite alle lunghezze d'onda del rosso (**fig. 7.08b**). Del campione è stata inoltre misurata la riflettanza sulla superficie esposta agli agenti atmosferici (d\_08\_14\_SUP), che mostra gli stessi picchi della muscovite, questa volta relazionati però alla presenza di fillosilicati di alterazione (i.e. illite, paragonite). Nella regione del visibile, l'assorbimento che si era prima attribuito alla biotite va a sparire, mentre compare un flesso verso lunghezze d'onda più corte (blu - UV) legato alla

presenza di ossidi, che insieme alle argille danno una colorazione ocre alla superficie esposta agli agenti atmosferici.

Il campione **d08\_25** appartiene ad uno gneiss a grana fine che in sezione sottile si mostra composto da quarzo, feldspati, biotite, tormalina, clinopirosseno ed anfibolo (**fig. 7.9**). Sia la firma ad alta risoluzione che quella ricampionata secondo ASTER (**fig. 7.8a**), mostrano la presenza di biotite, data dai caratteristici assorbimenti di Mg-OH a 2.30 $\mu$ m (banda ASTER 8). Nella firma ad alta risoluzione si nota inoltre un ampio assorbimento tra 0.8 e 1.5 $\mu$ m riferibile alle transizioni elettroniche del Fe<sup>2+</sup>-Fe<sup>3+</sup> nel campo cristallino del clinopirosseno (i.e. augite - **fig. 5.1**). Infine, la riflettanza nelle lunghezze d'onda più corte (VIS-VNIR) si presenta con un'albedo molto bassa, dovuto alla presenza di minerali femici, contenenti elementi metallici (i.e. biotite, augite, anfibolo, tormalina), che tipicamente si mostrano con colorazioni scure.

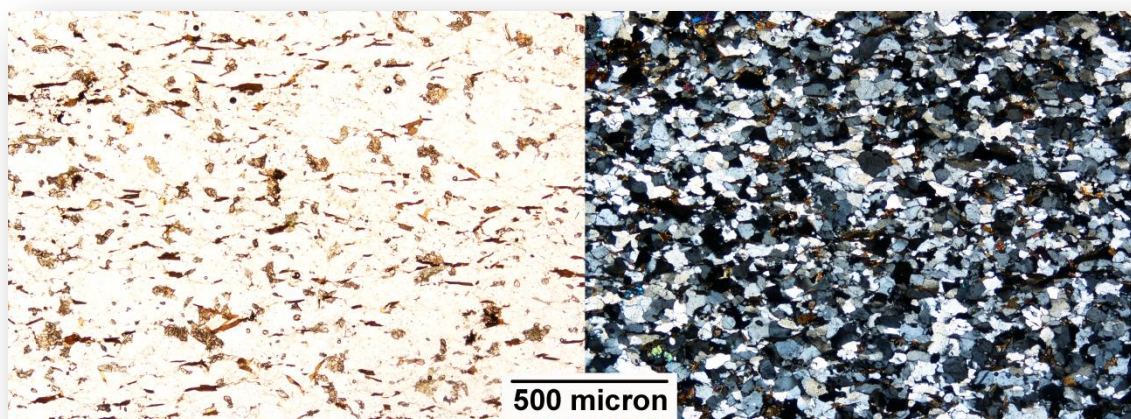


Figura 7.9. Immagine al microscopio ottico del campione d08\_25, a Nicol paralleli (sinistra) ed incrociati (destra). La sezione mostra la struttura foliata del campione (gneiss), data dalla iso-orientazione della biotite. Sono inoltre presenti dei piccoli cristalli di pirosseno ed anfibolo, parzialmente sostituiti da minerali opachi.

Il campione **d08\_39** è uno gneiss a quarzo, feldspati, e due miche (muscovite e biotite). La firma spettrale si mostra generalmente appiattita, con dei deboli assorbimenti nella regione dello SWIR (**fig. 7.8a**), caratteristici dei fillosilicati di alluminio (banda ASTER 6), trovati a costituire sia l'associazione mineralogica primaria che le alterazioni dei feldspati.

Il campione **d08\_82** è un micascisto a quarzo, feldspati, muscovite, biotite e clorite. Di questo campione si sono misurate le firme spettrali sia su una sezione fresca (d08\_82\_META) che sulla superficie esterna (d08\_82\_SUP-ALT-META), caratterizzata dalla presenza di patine di alterazioni costituite da ossidi di ferro e minerali delle argille. Entrambe le firme mostrano gli assorbimenti diagnostici della

presenza di muscovite (banda ASTER 6), che vanno però a sommarsi con quelli di Mg-OH (banda ASTER 8), tipici di clorite e biotite, dando un aspetto costante alla riflettanza nelle lunghezze d'onda dello SWIR (**fig. 7.8a**). La principale differenza tra le due firme è la presenza di un marcato assorbimento nelle lunghezze d'onda inferiori a  $0.6\mu\text{m}$ , dovuto alla patina di ossidi di ferro, in quella misurata sulla superficie alterata.

Anche la firma spettrale del campione **d08\_87** (**fig. 7.8b**) mostra delle analogie con la precedente, si tratta infatti di uno gneiss a granato con un'associazione mineralogica molto simile al campione d08\_82, con quarzo, feldspati, biotite e muscovite a cui si aggiungono tormalina e granato (grossularia). Osservando la firma nel dettaglio, accanto al basso albedo, dato dalla presenza di minerali a Fe e Mg, si nota un blando assorbimento tra 1 e  $1.5\mu\text{m}$ , probabilmente legato ai trasferimenti di carica del  $\text{Fe}^{2+}$  del granato (**fig. 5.1**) e visibile anche nella firma ricampionata secondo la risoluzione di ASTER. La riflettanza del campione d08\_87, misurata ortogonalmente alla foliazione in due direzioni diverse (d08-87\_PARA e d08\_87\_ORTO) non mostrando nessuna variazione conferma ancora una volta che la riflettanza non dipende dal diverso angolo in cui si dispone una sezione del campione.

I campioni **d08\_01** e **d08\_24** sono relativi a dei corpi concordanti presenti nell'HHC. Entrambi presentano quarzo e feldspato ed una composizione leucogranitica, e si distinguono il primo per essere composto da muscovite e tormalina con qualche granato (almandino) mentre il secondo da orneblenda, biotite, epidoto e titanite. La diversa associazione mineralogica si riflette anche nelle caratteristiche delle firme spettrali di laboratorio (**fig. 7.8b**). Nel campione d08\_01 sono infatti presenti gli assorbimenti di Al-OH ( $2.20\mu\text{m}$ ) tipici della muscovite, contenuta abbondantemente nella roccia in questione, mentre nel campione d08\_24 sono presenti gli assorbimenti di Mg/Fe-OH ( $2.25\text{-}2.30\mu\text{m}$ ) diagnostici dei silicati idrati, contenenti metalli di transizione come Fe e Mg (i.e. orneblenda, biotite ed epidoto – **fig. 5.1, 5.2**). Nella firma del campione d08\_01 si intravede inoltre un ampio picco sovrapposto all'assorbimento di OH centrato a  $1.4\mu\text{m}$  (banda ASTER 4), molto probabilmente legato alle transizioni elettroniche del  $\text{Fe}^{2+}$  presente come impurità nel granato (almandino – **fig. 5.1**). Un picco di ampiezza molto simile ma al precedente ma centrato a  $1.2\mu\text{m}$ , è presente anche nella firma del campione d08-24. La posizione e la forma dell'assorbimento è però compatibile con la presenza di epidoto, la cui firma spettrale (**fig. 5.2**) presenta per l'appunto un minimo a  $1.2\mu\text{m}$ , legato alle transizioni elettroniche del  $\text{Fe}^{3+}$ . Questi assorbimenti si riflettono

anche nelle firme ricampionate alla risoluzione di ASTER, dove sono rappresentati da due minimi, rispettivamente nella banda 4 e 3.

### 7.3.2. BG

Le analisi al microscopio a luce trasmessa, delle sezioni sottili dei campioni della porzione non foliata del BG (**fig. 7.6b**) mostrano una tessitura granulare consertale, composta da quarzo con estinzione ondulata, cristalli da subedrali ad anedrali di K-feldspato, plagioclasio subedrale, muscovite e biotite da subedrale ad euedrale (**fig. 7.10**). I minerali accessori sono dati da tormalina verde zonata, apatite in grani arrotondati e con dimensioni fino ad 1mm, rari zirconi e granuli di cassiterite. Il K-feldspato è spesso una microclin-pertite, mentre il plagioclasio è zonato ed ha composizione essenzialmente albitica (<10% An).

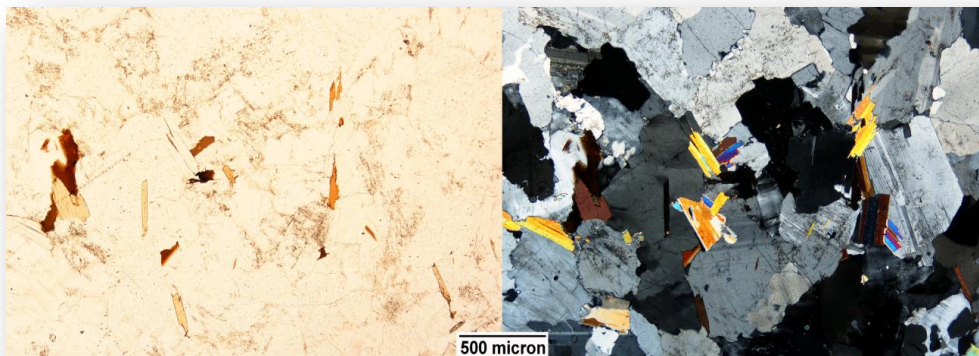


Figura 7.10. Immagine al microscopio ottico del campione G3, a Nicol paralleli (sinistra) ed incrociati (destra). La sezione mostra come la muscovite sia subordinata alla biotite.

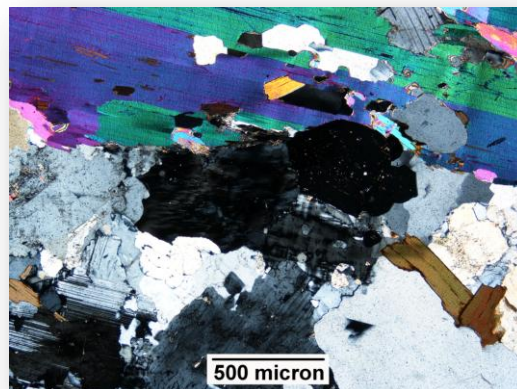


Figura 7.11. Immagine al microscopio ottico del campione d08\_60, a Nicol incrociati. La sezione mostra quarzo, plagioclasio e K-feldspato, un grande cristallo subedrale di muscovite (bordo superiore) e subordinata biotite.

La biotite si trova spesso come intercrescita all'interno dei più grandi cristalli di muscovite e ne risulta così subordinata.

La porzione foliata del BG, può essere a sua volta distinta in due litotipi. Il primo, a grana grossa (0.4-0.8mm) mostra una microstruttura dominata da grandi lamine di muscovite iso-orientate, debolmente deformate e spesso contenenti piccole biotiti, disposte lungo i piani di sfaldatura (**fig. 7.6c**). Quarzo e feldspati costituiscono invece tessiture consertali, con i granuli di quarzo che mostrano un'estinzione non uniforme di tipo *chessboard* che evidenzia i *sub-grain boundary*. Il K-feldspato è anche in questo caso una microclin-pertite ed il plagioclasio ha una composizione albitica (<10% An). Entrambe i feldspati non mostrano segni di deformazione. Frequenti e ben sviluppate sono le mirmekiti. Come minerali accessori si ritrovano abbondanti apatiti, in cristalli grandi fino ad 1mm, piccoli zirconi e rari minerali opachi (**fig. 7.11**). Il secondo litotipo foliato ha una grana medio-fine (0.1-0.4mm) ed una tessitura di tipo Mortar (i.e. **Vernon, 2004**), con granuli di quarzo, feldspati e miche immersi in una massa più fine costituita da quarzo e feldspati ricristallizzati. Si osservano inoltre di frequenti delle mirmekiti nel plagioclasio, in prossimità dei contatti con il k-feldspato. Il quarzo ha sempre un'estinzione non uniforme ed i piani di geminazione dei plagioclasii sono spesso incurvati. La muscovite è sempre più abbondante della biotite (**fig. 7.11**), ed entrambe esibiscono una debole estinzione ondulata. Come minerali accessori si riconoscono tormalina verde zonata, apatite in granuli arrotondati con diametro fino a 2mm, rari zirconi, a volte metamitici e minerali opachi. Questa tessitura, congiuntamente all'associazione mineralogica, è tipica dei filoni che intrudono la porzione basale e debolmente metamorfosata della TSS.

I campioni **d08 60, d08 66, G1, G2, G3 e C60** (**fig. 7.12**) provengono da diversi affioramenti del corpo leucogranitico del Buraburi (BG). Essi sono costituiti da un'associazione mineralogica data da quarzo, feldspati, muscovite, tormalina e minori quantità di biotite (**tab. 7.1**). Le rispettive firme spettrali (**fig. 7.12**) mostrano andamenti molto simili con il caratteristico picco dell'Al-OH a 2.2 $\mu$ m (banda ASTER 6) ed un marcato assorbimento alle lunghezze d'onda più corta (bande ASTER VNIR), diagnostici della presenza di muscovite. La principale differenza tra i diversi campioni è nella diversa ampiezza e profondità degli assorbimenti di OH a 1.4 $\mu$ m e 1.9 $\mu$ m, legati al

diverso grado di idratazione dei fillosilicati presenti nella roccia analizzata (**fig. 7.10, 7.11**).

Tra tutte le firme spettrali, si distingue quella del campione G1, in cui la riflettanza è stata misurata in prossimità di un aggregato di tormalina. Questo minerale è spettralmente inattivo ed ha una riflettanza molto bassa nell'intervallo delle lunghezze d'onda considerato. La firma spettrale del campione G1 ha un aspetto molto appiattito, con un'albedo molto bassa in cui si intravedono però gli assorbimenti a  $2.20\mu\text{m}$  e  $2.30\mu\text{m}$ , che indicano rispettivamente la presenza di muscovite e biotite.

Del campione G3 vengono confrontate la risposta spettrale di una superficie scabrosa (G3\_sup\_scabrosa) e di una liscia (G3\_sup\_liscia) (**fig. 7.12**). Il confronto delle due firme mostra un andamento del tutto simile nelle lunghezze d'onda del vicino e medio infrarosso (NIR-SWIR). Nella regione del visibile si osserva però una diminuzione nell'albedo ed un'accentuazione degli assorbimenti nella firma della superficie scabrosa. Questo comportamento è spiegato dal fatto che una superficie ruvida facilita i fenomeni diffusivi e allo stesso tempo espone un'area maggiore rispetto ad una superficie liscia (**capitolo 2.4**).

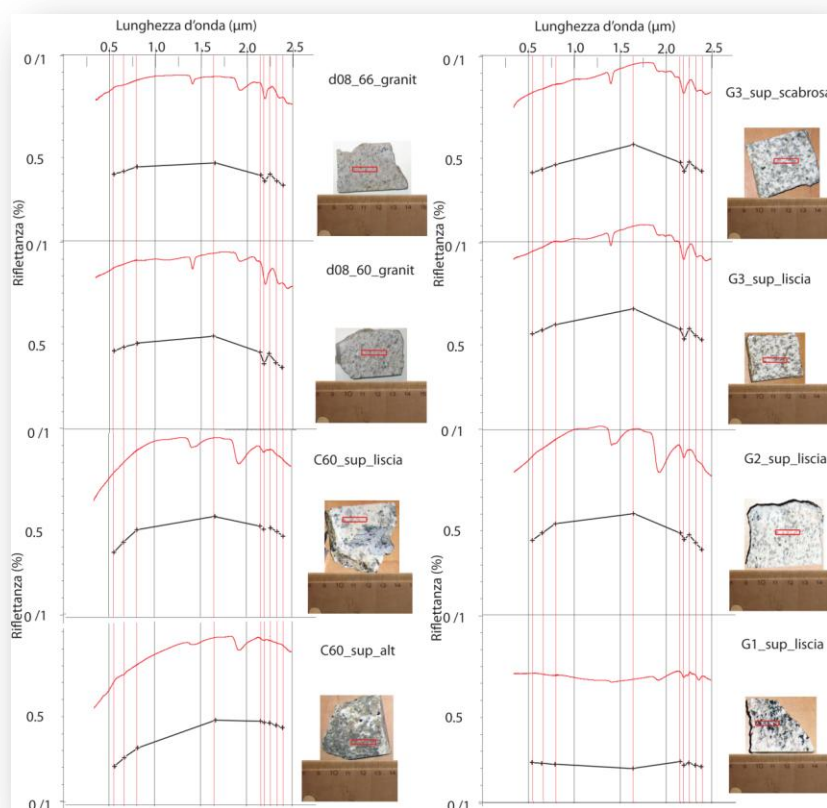
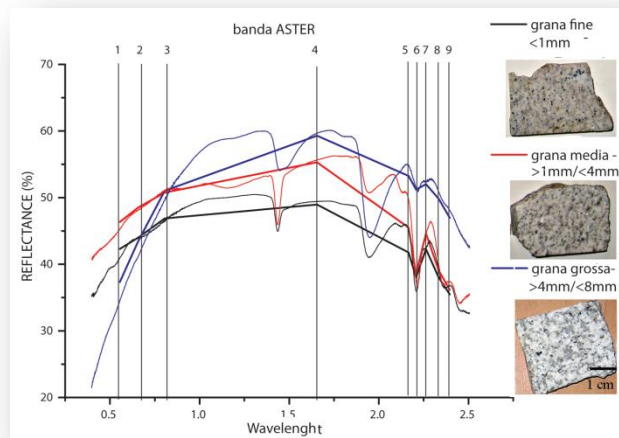


Figura 7.12. Firme spettrali di laboratorio e ricampionate alla risoluzione di ASTER dei campioni di BG.

Sul campione C60 si sono confrontate la riflettenza di una superficie fresca (C60\_sup\_liscia) con quella esposta agli agenti atmosferici (C60\_sup\_alt). Quest'ultima è risultata costituita perlopiù da un fine miscuglio di argille ed ossidi di Fe, che causano un debole assorbimento nelle lunghezze d'onda del visibile, non apprezzabile nelle firme ricampionate alla risoluzione ASTER (**fig. 7.12**). Nella regione dello SWIR, la sovrapposizione di più assorbimenti, a lunghezze d'onda diverse e spesso localizzati l'uno sulla spalla dell'altro (fillosilicati – **fig. 5.1, 5.2.**) provoca un appiattimento della stessa firma spettrale.

In **figura 7.13a** si sono messe a confronto tre firme spettrali appartenenti ad altrettante porzioni del BG, caratterizzate dalla stessa associazione mineralogica ma da una diversa dimensione media dei cristalli. Ciò che si osserva, procedendo dalla grana fine (<1mm) a quella più grossa (0.4-0.8mm), è un generale aumento dell'albedo affiancato da una diminuzione nell'intensità degli assorbimenti, comportamenti legati alla diminuzione del numero di cristalli e quindi anche delle possibili diverse orientazioni cristallografiche. Il campione con la grana più grossa mostra però un comportamento anomalo nella regione del visibile, dovuto alla presenza di muscovite con un'orientazione preferenziale, che sul piano della sezione analizzata si avvicina di molto ad una direzione parallela al piano di sfaldatura.



**Figura 7.13a.** Firme spettrali di laboratorio ad alta risoluzione e ricampionate secondo la risoluzione di ASTER, di tre graniti con una diversa dimensione dei grani

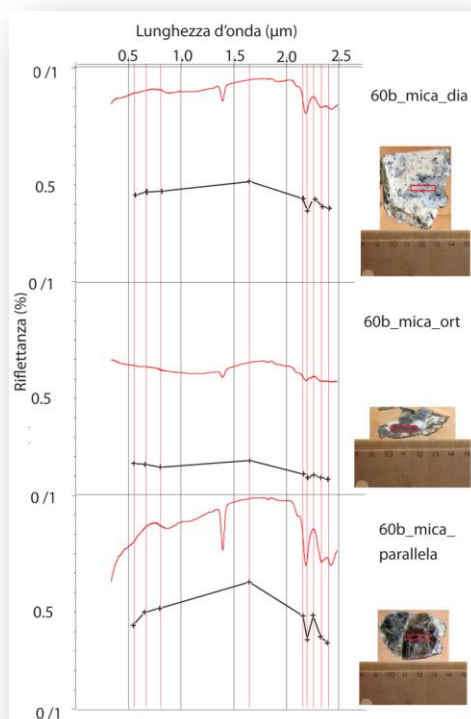


Figura 7.13b. Spettri di riflettanza misurati su singoli cristalli di muscovite orientati in tre direzione diverse, rispetto al piano di sfaldatura. Il campione proviene dalla porzione basale e foliata del BG.

Questo comportamento è ben visibile negli spettri di riflettanza misurati su singoli cristalli di muscovite, proveniente dalla porzione basale e foliata del BG ed orientati in tre direzione diverse (**fig. 7.13b**). Il confronto tra la firma parallela (60b\_mica\_para), diagonale (60b\_mica\_dia) ed ortogonale (60b\_mica\_ort) al piano di sfaldatura della muscovite, mostra un generale aumento nell'intensità delle figure di assorbimento e nell'albedo, passando da una sezione ortogonale ad una parallela al piano di sfaldatura. I piani paralleli tendono a comportarsi infatti come riflettori speculari, mentre quelli ortogonali sono caratterizzati dal prevalere di fenomeni diffusivi.

### 7.3.3. TSS

Il campione **d08 67** è una meta-arenaria debolmente metamorfosata e deformata, litologia caratteristica della TSS inferiore. L'associazione mineralogica è data da quarzo, feldspati e biotite (**tab. 7.1**). Quest'ultima, essendo l'unico minerale spettroscopicamente attivo, ne influenza la risposta spettrale che nella regione dello SWIR (banda ASTER 8), risulta così dominata dagli assorbimenti diagnostici dei legami Mg-OH (**fig. 7.14**).



I campioni d08-68, d08-76 e d08-78 sono dei calc-silicati, che hanno in comune la presenza di quarzo, feldspati e calcite. Tra questi, i campioni d08-68 e d08-76 si distinguono però per la presenza di biotite e pirosseni rispettivamente. Tutte e tre le firme spettrali mostrano chiaramente la presenza di calcite, provata dal caratteristico assorbimento nella banda ASTER8 (**fig. 7.14**). Osservando però in dettaglio l'intensità degli assorbimenti nella regione dello SWIR e la risposta spettrale nelle lunghezze d'onda del visibile-vicino infrarosso, si riesce ad esempio a riconoscere la presenza di biotite nel campione d08\_68 (**fig. 7.14**), che provoca un aumento sia in larghezza che in profondità del picco centrato a 2.3 $\mu$ m ed una marcata diminuzione di riflettanza nella regione del visibile. Nella firma spettrale del campione d08\_76 (**fig. 7.14**) si nota invece un piccolo assorbimento a circa 1 $\mu$ m, diagnostico della presenza di pirosseni (i.e. augite), che però scompare nella firma ricampionata alla risoluzione ASTER (**fig. 5.1**). Infine, l'alta riflettanza relativa, nella regione del visibile del campione d08-78 è legata all'assenza di minerali femici che lasciano così spazio a minerali tipicamente chiari (quarzo, feldspati e calcite – **fig. 5.1**). Sul campione d08\_76 si è inoltre misurata la riflettanza della superficie esposta agli agenti atmosferici, composta prevalentemente da ossidi di ferro e fillosilicati di alterazione (i.e. clorite). La firma spettrale ad alta risoluzione mostra la presenza sia di OH (fillosilicati) che di ossidi di Fe e Mg, con gli assorbimenti diagnostici collocati rispettivamente a 1.4 e 1.9 $\mu$ m, e nella regione del visibile-vicino infrarosso (**fig. 7.14**). Questi ultimi si riconoscono anche nella firma ricampionata, che infatti mostra una pendenza decisamente negativa tra le bande 1, 2 e 3.

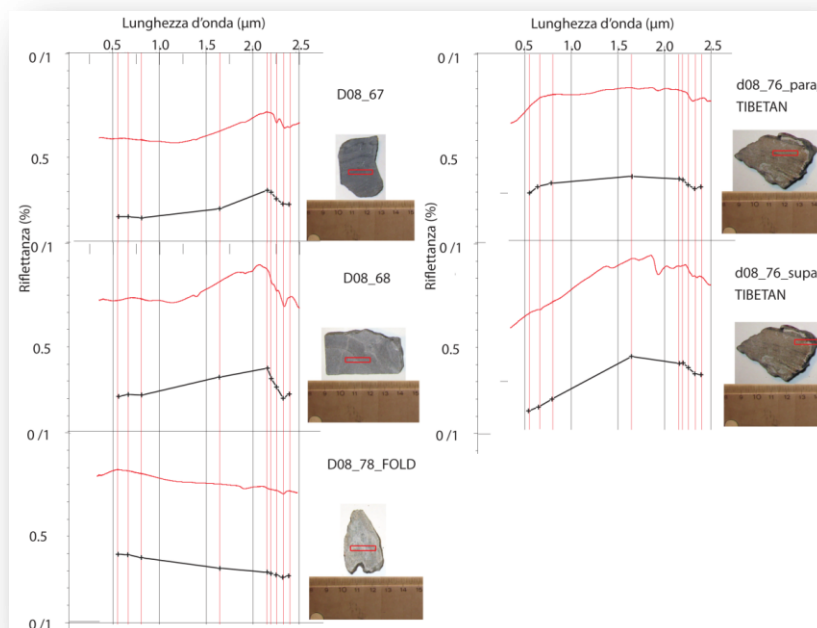


Figura 7.14. Firme spettrali di laboratorio e ricampionate alla risoluzione di ASTER dei campioni di TSS, relativi alle unità inferiori, debolmente metamorfosate.

### 7.3.4. Licheni

Durante le campagne di rilevamento geologico si è notato come gli affioramenti del BG siano abbondantemente coperti da licheni (**fig. 7.6a**) appartenenti a specie acidofili che per l'appunto prediligono substrati acidi.

Gli spettri di riflettenza ad alta risoluzione dei licheni analizzati (C10, g3 e g2 – **fig. 3.8 – capitolo 3.3.2**) mostrano due assorbimenti diagnostici che sono visibili anche nelle firme ricampionate alla risoluzione ASTER. In particolare, si tratta di un caratteristico assorbimento asimmetrico nella regione del visibile e centrato nella banda ASTER 2, dovuto alla presenza di pigmenti fotosintetici ed uno minore nella regione SWIR, centrato nella banda 5 e dato dalla sovrapposizione di due assorbimenti, che nella firma ad alta risoluzione si collocano a  $1.9\mu\text{m}$  e  $2.1\mu\text{m}$ . Di questi, il primo, insieme al minimo a  $1.4\mu\text{m}$  indica la presenza di acqua all'interno delle strutture cellulari, mentre il secondo, seguito dalle più tenui armoniche a  $2.2\mu\text{m}$  e  $2.3\mu\text{m}$ , è riconducibile alle sostanze organiche che costituiscono la struttura del lichene, come ad esempio lignina e cellulosa (**Jaquemoud & Baret, 1990**).

Tra tutti i campioni di licheni analizzati, il C10 mostra molto chiaramente la caratteristica banda di assorbimento della vegetazione *sensu lato*, asimmetrica e centrata a  $0.70\mu\text{m}$  (*red edge*), data dalla presenza di clorofilla.

#### 7.4. Immagini satellitari

Le immagini telerilevate utilizzate sono due scene ASTER di livello 1a, entrambe con centro in coordinate  $29.38^\circ$  latitudine nord e  $82.65^\circ$  longitudine est. In particolare, si tratta dell'immagine ASTL1A 0212280518470301140466, che chiameremo A1, acquisita il 12/08/2002 in piena stagione invernale e dell'immagine ASTL1A 0707190517500707230026, che chiameremo A2, acquisita il 07/19/2007 (**fig. 4.6**).

Sono state scelte due immagini diverse per ovviare alle complicazioni stagionali ed aumentare quindi l'efficacia nel riconoscere e discriminare le diverse litologie. L'immagine invernale (A1), che nel Nepal occidentale corrisponde alla stagione secca, presenta un'atmosfera molto pulita che va così ad aumentare la qualità delle firme spettrali. Al contrario, l'immagine estiva (A2), che nel Nepal occidentale ed in tutto l'Himalaya meridionale corrisponde alla stagione monsonica, ha un'atmosfera molto umida, ricca in celle cumulonembiche isolate, che va invece ad inficiare la qualità degli spettri. Durante la correzione atmosferica si è dunque scelto un modello atmosferico per gli inverni alle medie latitudini (*mid-latitude winter* =  $0.98 \text{ g/cm}^3$  di vapore acqueo in atmosfera) nell'immagine A1, mentre un modello atmosferico per le estati alle medie latitudini (*mid-latitude summer* =  $2.92 \text{ g/cm}^3$  di vapore acqueo in atmosfera) nell'immagine A2. In entrambe le immagini si è inoltre adottato un modello di aerosol rurale (**capitolo 4.2.4**).

Per le due immagini sono stati inoltre calcolati i valori di illuminazione di ciascun pixel (**capitolo 4.2.5**), considerando i diversi angoli di azimuth e zenith solare (SA, SZ) al momento dell'acquisizione del dato immagine. Considerando in ombra, quei pixel il cui valore di illuminazione è inferiore a 0.5, per l'immagine invernale A1 si ottiene un 49% di pixel in ombra (SA =  $159.8^\circ$ , SZ =  $55.3^\circ$ ), mentre per l'immagine estiva A2 un 6.4% (SA =  $110.6^\circ$ , SZ =  $19.5^\circ$ ) (**fig. 7.15**).

Le due immagini differiscono per le diverse condizioni di luminosità, e per la differente copertura nevosa (maggiore in A1) e vegetale (maggiore in A2). La maschera (*Rocky Pixel Extraction* - **capitolo 4.3**), applicata al ritaglio dell'area di studio sulle immagini di radianza, corrette per gli effetti dell'atmosfera, rivela un totale di pixel rocciosi del

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

18% nell'immagine A1 e del 15% nell'immagine A2 che combinati danno un totale di 27%. I ritagli sono stati infine corretti per gli effetti topografici (**capitolo 4.2.5**).

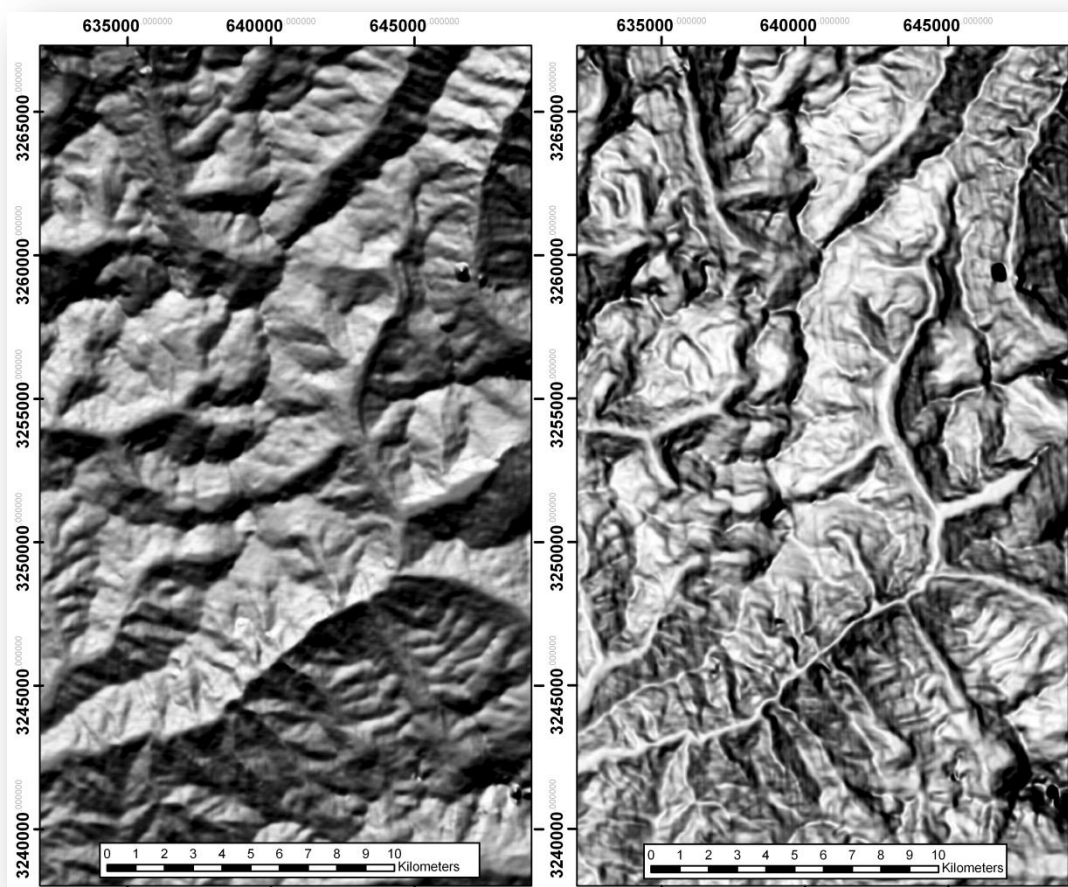


Figura 7.15. Immagine in scala di grigi dell'illuminazione (cos) al momento della ripresa dell'immagine invernale A1 (sinistra) ed estiva A2 (destra).

### 7.5. Confronto tra firme spettrali da satellite (ASTER) e da laboratorio.

Nell'immagine ASTER, si sono scelte tre aree di circa 200 pixel (Region of Interest - ROI) in corrispondenza degli affioramenti delle tre principali unità studiate (HHC, BG, TSS – **fig. 7.16**). Ciascuna ROI è stata scelta considerando che le caratteristiche di esposizione e la litologia siano il più uniforme possibile e congruenti con le osservazioni di campagna.

La firma media derivata dalla ROI di HHC (**fig. 7.16**), corrisponde ad affioramenti di micascisti a granato, gneiss a cianite e migmatiti, che caratterizzano le porzioni superiori dell'unità. L'associazione di diversi tipi di rocce, alla scala metrica degli affioramenti, è ben al di sopra delle capacità risolutive di ASTER (15m/pixel). Per di

più le bande SWIR e TIR sono il risultato di un ricampionamento spaziale delle risoluzioni originali, rispettivamente di 30 e 90 m/pixel. Vi sono poi gli effetti della topografia che ad esempio per superfici inclinate di 45° portano l'area sottesa da ciascun pixel da 225m<sup>2</sup> (15m/pixel) a 441m<sup>2</sup> (21m/pixel). Infine, anche nel confronto tra firme di laboratorio e telerilevate va considerato il fattore di scala, che nel nostro caso, costituisce un importante elemento penalizzante. Infatti, le firme raccolte in laboratorio sono rappresentative di una superficie di campione di circa 3cm<sup>2</sup>, mentre quelle del sensore ASTER di superfici maggiori di almeno 6 ordini di grandezza.

Riassumendo, esistono dunque numerose problematiche che vanno a condizionare la bontà del dato e di conseguenza il confronto tra firme di laboratorio e satellitari. Queste sono dipendenti sia da fattori legati al sensore, come il diverso rapporto segnale-rumore, la geometria del sistema di acquisizione e la risoluzione spettrale e spaziale, che alle condizioni ambientali al momento dell'acquisizione del dato, come la stagione, il tipo di atmosfera, le condizioni di illuminazione della scena (Ehlers et al., 1991; Kruse et al., 1993). Per queste ragioni si è adottato un approccio qualitativo nella comparazione degli spettri telerilevati e di laboratorio, con lo scopo comunque di evidenziare la presenza di assorbimenti diagnostici di particolari minerali, a loro volta indicatori di specifiche litologie.

Osservando le firme spettrali delle ROI delle 3 principali unità considerate (fig. 7.16), si possono osservare delle caratteristiche comuni, dovute principalmente a fattori legati alla tipologia di sensore utilizzato e alle condizioni ambientali e climatiche al momento della ripresa.

Per l'immagine invernale A1, si sono riportate le firme di affioramenti esposti alla radiazione diretta del sole (SOUTH), con alti valori di illuminazione (cosi≈1) ed in direzione contraria (NORTH - cosi<0.5) (fig. 7.16). Gli spettri dei versanti in ombra mostrano chiaramente il problema chiamato *step shadow noise*, nelle bande SWIR, dove sono presenti dei falsi assorbimenti nelle bande 6 e 8, e nel VNIR dove è presente un forte assorbimento nella banda 2 che non trova corrispondenza nelle firme dei versanti illuminati (fig. 7.16 – capitolo 4.2.5). Per questo si è scelto di mascherare le zone in ombra (cosi<0.5), in modo tale da eliminare i pixel eccessivamente rumorosi. Per l'immagine A1 si sono inoltre riportate le firme corrette per gli effetti topografici, sia con il metodo del coseno (cos) che con quello del Minnaert (\_min) (fig. 7.16). Il confronto delle firme tra i versanti in ombra e illuminati, porta alla conclusione che

entrambi i metodi di correzione topografica incrementano la qualità degli spettri. Infatti, i pixel riferibili alla stessa litologia, ma inclinati diversamente mostrano una risposta spettrale che tende a convergere, avvicinandosi verso una riflettanza media che corrisponderebbe idealmente a quella di una superficie orizzontale. Il metodo di correzione topografica più efficace è indubbiamente quello del Minnaert, poiché gli spettri raccolti nelle stesse aree dell'immagine mostrano una convergenza più marcata rispetto a quelli corretti con il metodo del Coseno. Una differenza dovuta al fatto che il metodo del Minnaert tiene conto del fatto che le superfici naturali non si comportano in maniera lambertiana (**capitolo 4.2.5**).

Per quanto riguarda l'influenza delle condizioni climatiche, nelle due immagini invernali (A1) ed estiva (A2) si nota principalmente la presenza in tutte le firme di un caratteristico assorbimento nella banda ASTER 5 (**fig. 7.16**), legato prevalentemente alla presenza di sostanze vegetali (i.e. licheni, **fig. 3.8**) e patine di alterazione formate da fillosilicati ad Al (i.e. caolino, paragonite, pirofillite – **fig. 5.2**). Inoltre, l'immagine estiva mostra molto più chiaramente l'assorbimento asimmetrico centrato nella banda 2 sempre strettamente legato alla presenza di pigmenti fotosintetici (i.e. clorofilla) indicando uno stadio fenologico più attivo. L'indice NDVI utilizzato per mascherare la vegetazione (**capitolo 4.3**), fortunatamente non distingue la presenza di coperture licheniche, che si sono riscontrate costituire anche fino al 70% delle superfici rocciose affioranti (**fig. 7.6a**).

A parità di affioramento analizzato, si nota che a causa del diverso angolo di illuminazione (così), l'albedo delle immagini estive è più bassa che in quelle invernali (**fig. 7.16**). Tale angolo risulta elevato in inverno per la combinazione di superfici molto inclinate degli affioramenti analizzati e altezza del sole relativamente bassa, e più basso in estate, a causa della maggiore elevazione solare. Un'eccezione è presente nelle firme di HHC, che mostrano una riflettanza media più elevata in inverno; ciò è dovuto al fatto che gli affioramenti di HHC sono su pendenze mediamente molto inferiori a quelli delle altre litologie (HHG, TSS). L'HHC affiora infatti a quote inferiori rispetto a BG e TSS che invece vanno a costituiscono perlopiù pareti molto inclinate.

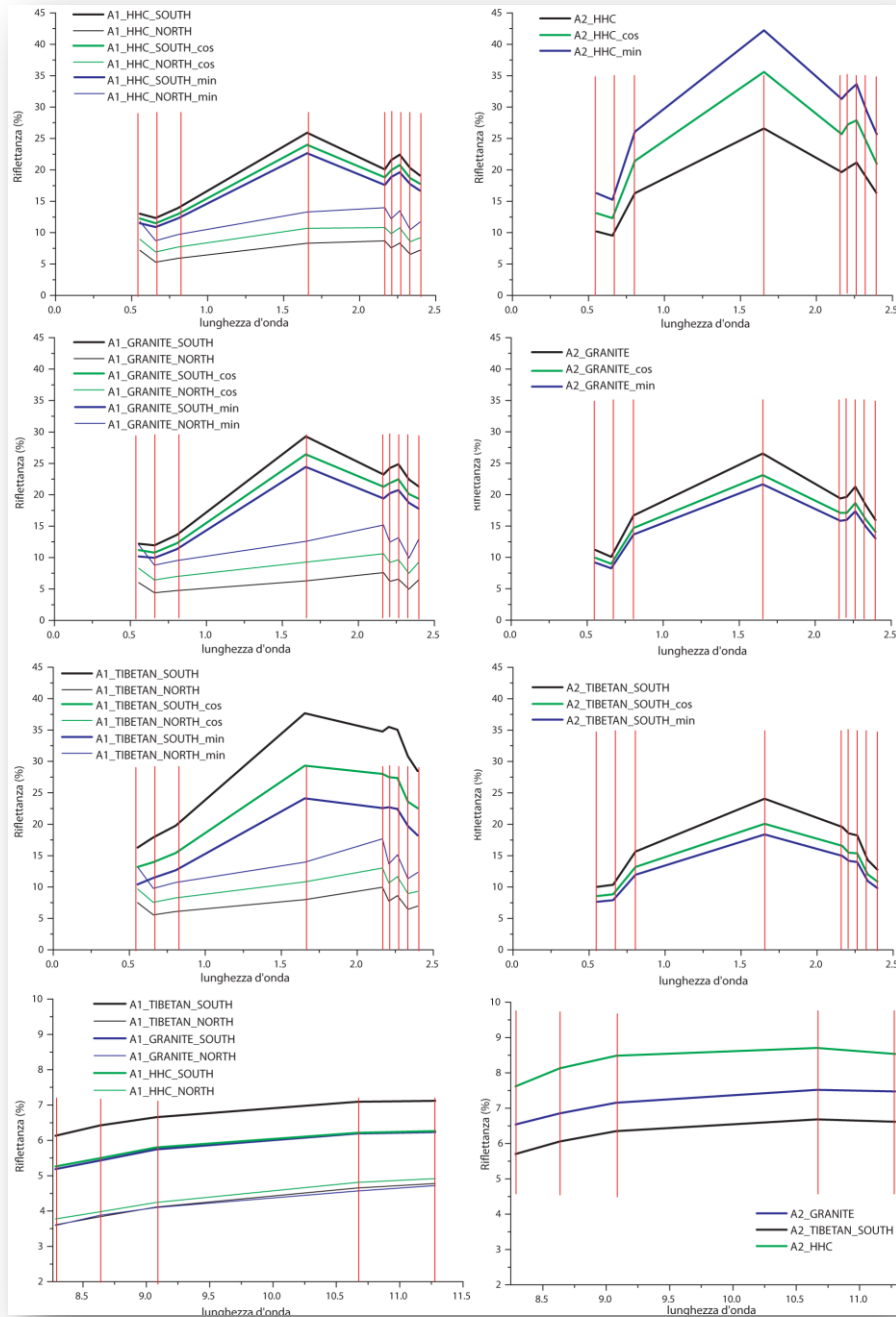
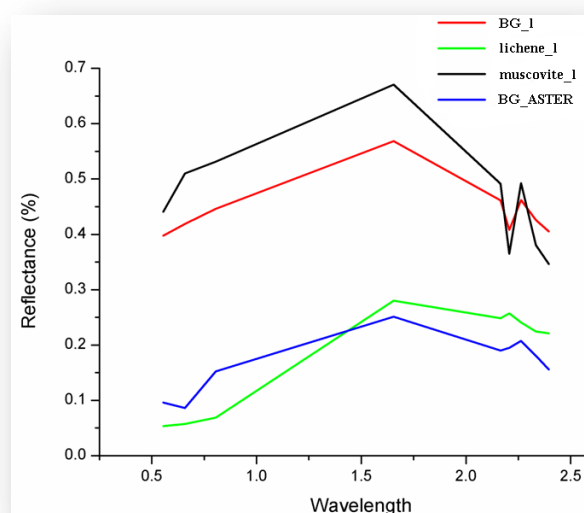


Figura 7.16. Firme spettrali delle ROI (*Region of Interest*) relative all'immagine ASTER, ognuna rappresentativa di circa 200 pixel in corrispondenza degli affioramenti delle unità studiate (HHC, BG, TSS).

Considerando nel dettaglio l'andamento degli spettri ASTER delle tre diverse unità si possono però cogliere alcuni elementi distintivi (**fig. 7.16**). Tra questi vi è l'alta riflettanza della banda 4 nelle unità dell'HHC, rispetto a quelle magmatiche (BG). Questa differenza può probabilmente essere legata al maggior grado di alterazione che caratterizza le rocce metamorfiche (HHC). L'azione congiunta dei fluidi metamorfici ed

il clima più caldo ed umido nelle aree in cui affiorano le unità dell'HHC, hanno favorito l'alterazione dei feldspati e fillosilicati primari in un'associazione di fillosilicati secondari quali caolinite, illite, paragonite e pirofillite. Questi minerali sono infatti caratterizzati da un'alta riflettanza nella banda ASTER 4, data dalla sovrapposizione delle spalle dei due assorbimenti centrati a  $1.4\mu\text{m}$  e  $1.6\mu\text{m}$ , entrambi legati alla presenza di acqua (**fig. 7.16**).

I leucograniti a muscovite del BG, mostrano invece un assorbimento in banda 6 (**fig. 7.16**), diagnostico della presenza di muscovite e parzialmente nascosto dal più intenso assorbimento nella banda 5, dato dai licheni acidofilici (**fig. 3.8**). In **figura 7.17**, sono prese in considerazione le firme spettrali di laboratorio, ricampionate secondo la risoluzione ASTER, di una superficie fresca di BG (BG\_I), di una sezione orientata a circa  $45^\circ$  dall'asse ottico della muscovite (muscovite\_I) e di un lichene (lichene\_I). Tali spettri sono stati messi a confronto con la firma media del BG, misurata dal sensore ASTER (BG\_ASTER). Osservando il comportamento di questi spettri nella regione dello SWIR, si può notare come la firma da satellite sia profondamente influenzata dalla presenza combinata di licheni e muscovite. Ciò si riflette sia nella presenza del minimo nella banda 5, diagnostico dei licheni, che nell'aumento dell'ampiezza dello stesso assorbimento, che mostra la spalla in banda 7 anziché 6.



**Figura 7.17.** Firme spettrali di laboratorio, ricampionate secondo la risoluzione ASTER, di una superficie fresca di BG (BG\_I), di una sezione orientata a circa  $45^\circ$  dall'asse ottico della muscovite (muscovite\_I), di un lichene (lichene\_I) e firma media del BG, misurata dal sensore ASTER (BG\_ASTER).

Il flesso in banda 6 diventa quindi diagnostico della presenza di muscovite. Se l'albedo totale assoluta nella firma da satellite (BG\_ASTER) risulta notevolmente bassa



rispetto a quella della firma di laboratorio (BG\_1), quella relativa sembra invece seguire una media tra lichene (lichene\_1) e muscovite (muscovite\_1) (**fig. 7.17**). Un'analisi quantitativa della firma satellitare, per cercare di risalire alle diverse percentuali di lichene e muscovite presenti sulla superficie indagata è comunque impedita dalla bassa risoluzione spaziale del sensore ASTER.

Le firme spettrali da satellite della TSS (**fig. 7.16**), presentano caratteri unici che ne consentono una chiara distinzione da HHC e TSS. La natura sedimentaria e carbonatica di questa formazione si riflette nella presenza di un minimo nella banda 8, dato dalla presenza combinata di calcite, clorite e biotite (**fig. 5.1, 5.2**). Inoltre, il picco di assorbimento nella banda 5 tipico dei licheni acidofili è assente. Le rocce della TSS risultano ben distinguibili anche nella regione del visibile, dove le firme spettrali mostrano una pendenza decisamente positiva o comunque minore di quella di HHC e BG (**fig. 7.16**). Questo trova conferma anche nelle osservazioni spettrografiche di laboratorio che, in accordo a quanto emerso nell'analisi petrografica, hanno evidenziato la presenza di minerali con assorbimenti nella regione del VIS-UV come silicati di Fe e Mg (i.e. pirosseni, biotite – **fig. 5.1**), presenti nelle porzioni più arenacee della sequenza, ed ossidi ed idrossidi metallici (i.e. ematite, limonite – **fig. 5.2**), che vanno a costituire delle patine di alterazione sulla superficie degli affioramenti esposte agli agenti atmosferici.

Riassumendo, la TSS è facilmente distinguibile da HHC e BG sia nella regione del VNIR che in quella dello SWIR. Al contrario, la discriminazione tra BG e HHC è complicata sia per una certa convergenza mineralogica che per una maggiore variabilità litologica di HHC alla scala dell'affioramento. Quest'ultimo aspetto impedisce il riconoscimento di particolari litologie diagnostiche nell'HHC, presenti in livelli che sono presenti e risultano però indiscriminabili alla risoluzione di ASTER.

Nella regione del TIR, che per ASTER è caratterizzata da una bassa risoluzione spettrale (FWHM = 0.3-0.5  $\mu\text{m}$ ) e spaziale (90m/pixel), le firme delle tre unità si mostrano praticamente indistinguibili (**fig. 7.16**). Tutte e tre presentano una diminuzione di riflettanza verso le lunghezze d'onda più corte (< 8.4 $\mu\text{m}$  - banda 10), dove verosimilmente è presente un assorbimento la cui spalla si colloca nella banda 12. Sia i carbonati che molti silicati (i.e. calcite, biotite, muscovite - **fig. 5.1**) presentano assorbimenti in quella regione dello spettro elettromagnetico, una caratteristica che non consente quindi una discriminazione tra TSS, BG e HHC, partendo dalle firme

satellitari ASTER. L'unica vera differenza è nei diversi valori di riflettanza media, un particolare che si è però mostrato legato più alla quota che alla tipologia di materiale. L'altitudine della scena ripresa influenza la temperatura, che regola l'emissività in questa regione (**capitolo 2.3, 2.5**).

### **7.6. Elaborazione immagine**

Una prima analisi spettrale dell'immagine mascherata, seguita da una classificazione di tipo SAM ha portato ad identificare precedentemente alle campagne di rilevamento la presenza di rocce granitiche (BG) e carbonatiche (TSS). A questa analisi preliminare si è poi aggiunta la necessità di sperimentare e confrontare diverse tecniche di enfattizzazione spettrale, per identificare le immagini più adatte alla mappatura del corpo granitico. Si è quindi proceduto con il calcolo dei rapporti tra bande (BR) e degli assorbimenti di banda relativi (RBD). Questi sono stati scelti sia tra quelli più conosciuti in letteratura (**Kalinowski & Oliver, 2004**) che tra quelli emersi dall'analisi delle firme spettrali di laboratorio di minerali diagnostici (**tab. 5.1**), dei campioni delle tre unità raccolti durante le missioni di terreno (**tab. 7.3**) e ricampionati secondo la risoluzione ASTER e delle ROI della stessa immagine ASTER (**tab. 7.4**). Infine, alle operazioni tra bande che coinvolgono operazioni matematiche fondamentali, si è aggiunta un'analisi statistica del dato spettrale tramite la PCA, considerando separatamente le 6 bande SWIR e le 5 bande TIR.

Queste elaborazioni hanno portato all'identificazione e discriminazione nella regione del visibile, vicino e medio infrarosso (VNIR-SWIR) di litologie che contengono ossidi e idrossidi di Fe e Mg, silicati contenenti gruppi OH legati a metalli di transizione (i.e. Al, Fe, Mg) o carbonati e nella regione del termico (TIR) di litologie che contengono carbonati rispetto a silicati.

I risultati, visualizzati sia in immagini in scala di grigi che in combinazioni a falsi colori, sono stati così valutati utilizzando tecniche di foto interpretazione che hanno portato alla mappatura di un nuovo plutone leucogranitico (BG) e delle rocce incassanti (HHC, TSS).

### 7.6.1. Classificazione preliminare

Dall'immagine mascherata si sono scelte delle aree di affioramento, spazialmente ben distribuite per un totale di circa 4000 pixel (**fig. 7.17a**). Gli spettri della selezione sono stati quindi esaminati nel visualizzatore n-dimensionale di ENVI (**fig. 7.17b**), che considerando le bande SWIR 5,6,7,8 e 9, ha consentito l'identificazione di due diverse classi spettrali (**fig. 7.17c**). La firma media delle due classi (**fig. 7.17d**), mostra che una è riferibile alla presenza di rocce carbonatiche, date da un profondo ed ampio assorbimento nella banda 8, mentre l'altra a rocce contenenti fillosilicati (i.e. muscovite, caolinite, paragonite, pirofillite – **fig. 5.1, 5.2**), dati dalla combinazione di assorbimenti nelle bande 5,6 ed 8 (**fig. 7.17d**). L'applicazione del classificatore SAM (**capitolo 5.2.1 - fig. 7.17e**), considerando un angolo spettrale di 0.05 radianti per entrambe le classi ha

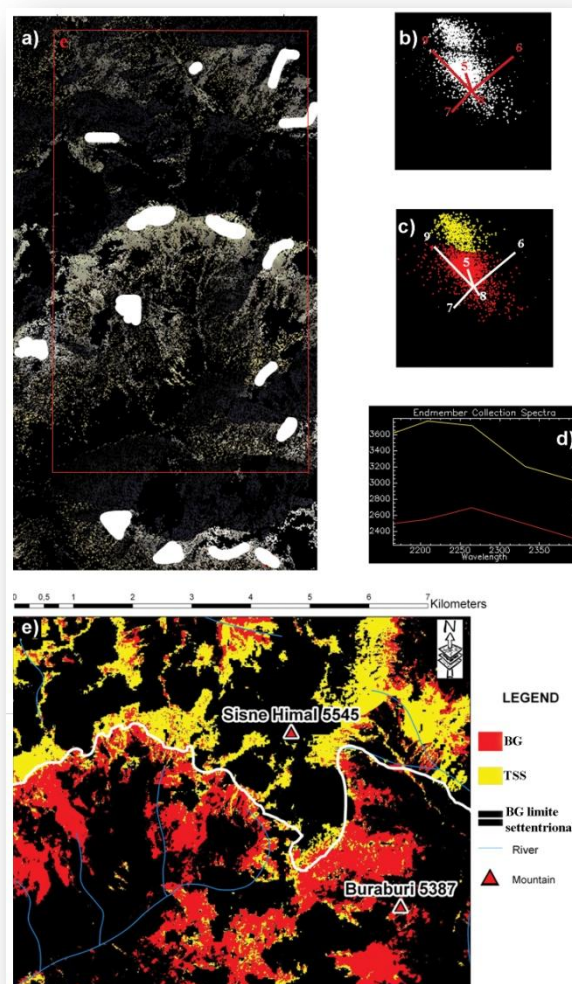


Figura 7.17. a) particolare dell'immagine ASTER mascherata (RGB-321), in cui sono individuate le aree di affioramento (bianco) visualizzate nel *n-d visualizer* di ENVI (b). c) Suddivisione della distribuzione delle firme spettrali nelle bande ASTER SWIR (5,6,7,8,9) in due classi spettrali. d) Firma media delle due classi spettrali. e) Classificazione SAM delle due classi spettrali individuate, con un angolo di apertura di 0.05 radianti.

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

portato quindi alla distinzione di due zone caratterizzate dalla presenza di due diverse associazioni mineralogiche (silicati e carbonati). Queste si sono in seguito verificate essere i carbonati della TSS ed i leucograniti a muscovite del BG.

### 7.6.2 BR

L'immagine in scala di grigi del rapporto 2/1 (**fig.7.18**) evidenzia con tonalità chiare gli affioramenti della porzione basale del TSS, da quelli del BG e dalla parte superiore del TSS che appaiono più scuri. Questo comportamento è in accordo con le osservazioni petrografiche che hanno portate ad identificare la presenza di silicati di Fe e Mg (i.e. pirosseni, biotite) nelle unità basali del TSS (i.e. North Col Formation), costituite da

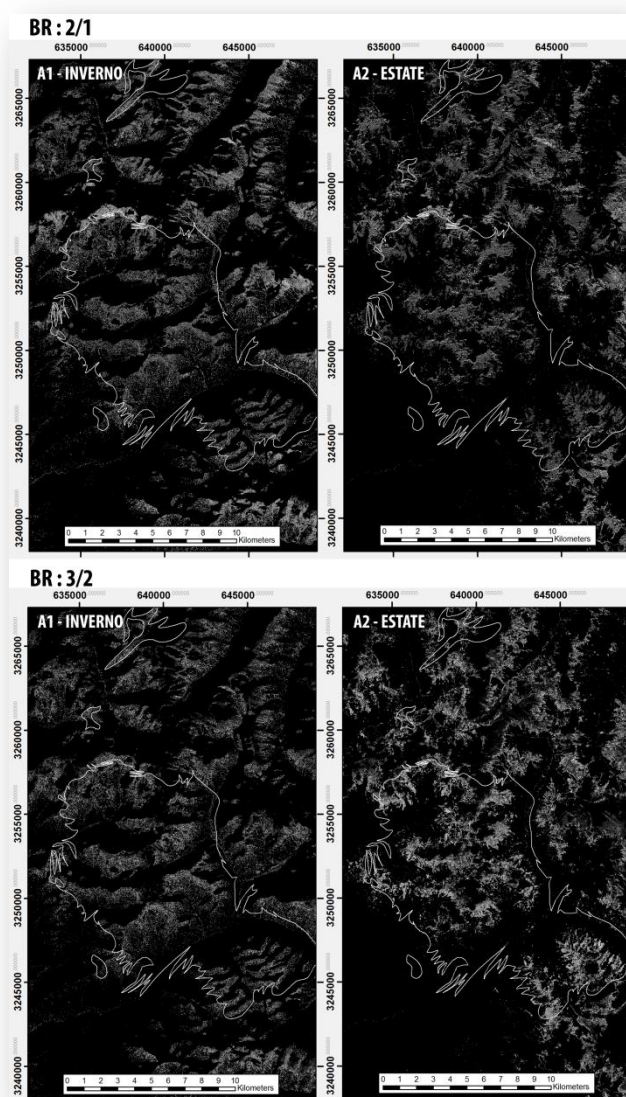


Figura 7.18. BR 2/1 (sopra) e 3/2 (sotto) delle due immagini ASTER analizzate.

SIGLA CAMPIONE - SPETTRO	LITOLOGIA	UNITA'	NOTE	RAPPORTI TRA BANDE: VNIR-SWIR										ASS. RELATIVI DI BANDE: VNIR-SWIR				
				2/1	3/2	4/3	4/5	5/6	7/6	6/7	7/8	9/8	2.1+3/2	5.4+6/5	6.5+7/6	7.1+8/7	8.7+9/8	
D08_09_MARMO ORTO	MARMO IMPURO	HHC		1.07	0.94	0.96	1.22	1.15	0.70	1.43	1.06	1.23	1.87	2.09	1.85	2.37	2.29	
D08_01_ORTO	QUARZITE	HHC	firma ortogonale alla foliazione	1.02	1.01	1.07	1.26	1.23	1.21	0.83	1.16	0.92	2.00	2.07	2.45	1.68	2.08	
D08_04_ORTO-PARA	QUARZITE	HHC	firma parallela alla foliazione	1.01	1.01	1.08	1.29	1.24	1.21	0.82	1.18	0.91	2.00	2.10	2.45	1.67	2.09	
D08_11_ORTO-PARA	QUARZITE	HHC		0.99	0.99	1.04	1.35	1.41	1.28	0.78	1.22	0.88	2.00	2.06	2.69	1.60	2.10	
D08_14_META	GNEISS	HHC		0.96	1.03	0.88	1.09	1.15	1.09	0.92	1.13	0.94	2.07	1.96	2.24	1.80	2.07	
D08_14_SUP-META	GNEISS - SUP. ALT.	HHC	firma superficie alterazione	0.99	0.99	1.11	0.88	1.13	1.09	0.92	1.07	0.98	2.00	1.87	2.22	1.85	2.05	
D08_25	GNEISS - MICROGRANITO DEFORMATO	HHC		0.97	0.96	1.25	0.83	1.03	0.93	1.07	1.08	1.00	1.99	1.80	1.86	2.00	2.08	
D08_38_P	GNEISS	HHC		1.06	1.01	1.07	1.02	1.09	1.02	0.98	1.07	0.96	1.95	1.93	2.11	1.92	2.03	
D08_82_META	MICASCISTI	HHC		0.95	0.95	0.89	1.22	1.22	1.07	0.83	1.10	0.94	2.01	2.04	2.29	1.85	2.03	
D08_82_SUP-ALT-META	MICASCISTI SUP. ALT.	HHC	firma superficie alterazione	1.00	1.00	1.12	1.04	1.11	1.02	0.98	1.04	0.99	2.00	1.94	2.13	1.94	2.03	
D08_87_PARA	GNEISS a granato	HHC	firma diagonale alla foliazione	1.01	0.96	0.94	0.83	1.13	0.98	1.02	1.13	0.96	1.95	1.72	2.11	1.91	2.09	
D08_87_ORTO MOD	GNEISS a granato	HCC	firma ortogonale alla foliazione	1.00	0.97	0.98	0.91	1.13	1.01	0.99	1.12	0.97	1.97	1.79	2.14	1.88	2.09	
D08_87	PARAGNEISS a botte	TSS		0.99	0.95	1.34	0.67	1.03	0.88	1.14	1.12	0.99	1.96	1.64	1.91	2.03	2.11	
D08_88	CALCESCITO	TSS		1.05	0.98	1.41	0.87	1.17	0.86	1.17	1.27	1.11	1.93	1.73	2.03	1.95	2.38	
D08_76 TIBETAN	CALCSILICATO	TSS		1.18	1.07	1.11	1.04	1.02	0.92	1.09	1.07	1.03	1.92	2.02	1.94	2.03	2.09	
D08_76_SUP-ALT_TIBETAN	CALCSILICATO SUP. ALT.	TSS	firma superficie alterazione	1.16	1.27	2.21	1.10	0.99	0.93	1.07	1.10	0.99	2.14	2.11	1.92	1.98	2.09	
D08_78_FOLD	CALCESILICATI	TSS		0.99	0.96	0.83	1.07	1.03	0.97	1.03	1.05	1.03	1.97	2.04	2.00	1.98	2.08	
D08_01_GRANITO	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato a ornabenda e episcio	HHG		0.97	0.97	0.90	0.94	1.13	1.12	0.89	1.09	0.94	2.00	1.82	2.26	1.81	2.03	
D08_24_GRANITO	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG		0.94	0.95	1.26	0.84	1.03	0.90	1.11	1.21	1.14	2.01	1.91	1.93	1.94	2.35	
D08_80_GRANITO	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG		1.05	1.05	1.09	1.22	1.18	1.16	0.86	1.14	0.93	2.00	2.06	2.34	1.74	2.07	
D08_86_GRANITO	LEUCOGRANITO a due micite e feldspato	HHG		1.04	1.06	1.04	1.17	1.10	1.11	0.90	1.11	0.93	2.03	2.08	2.21	1.80	2.04	
G1_SUP-LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG		0.98	0.97	0.89	0.83	1.10	1.06	0.94	1.06	0.96	1.99	1.74	2.16	1.89	2.02	
G2_SUP-LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG		1.10	1.12	1.12	1.25	1.09	1.06	0.94	1.11	0.90	2.02	2.17	2.15	1.84	2.01	
G3_SUP-LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG		1.05	1.06	1.16	1.22	1.12	1.12	0.89	1.08	0.96	2.02	2.11	2.24	1.82	2.03	
G3_SUP-SCABROSA	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG		1.05	1.07	1.27	1.23	1.13	1.13	0.88	1.09	0.95	2.01	2.12	2.26	1.80	2.04	
C00a_SUP_LISCIA	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG		1.17	1.17	1.16	1.11	1.04	1.02	0.98	1.04	0.94	2.03	2.07	2.06	1.94	1.99	
C00a_SUP-ALT	LEUCOGRANITO a muscovite e feldspato	HHG	firma superficie alterazione	1.24	1.21	1.50	1.01	1.02	0.99	1.01	1.03	0.97	2.02	1.99	2.01	1.98	2.00	
C10a	CIANITE	HHC		1.12	1.38	1.17	1.12	1.07	1.06	0.95	1.06	0.96	2.27	2.06	2.12	1.89	2.02	
60B_MICA-DIAGONALE	MUSCOVITE	HHG	firma diagonale al piano di sfaldatura	1.03	1.01	1.11	1.20	1.16	1.15	0.87	1.09	0.88	1.98	2.06	2.31	1.79	2.07	
60B_MICA-ORTOGONALE	MUSCOVITE	HHG	firma ortogonale al piano di sfaldatura	0.95	0.91	1.26	1.74	1.25	1.17	0.86	1.21	0.91	1.96	2.54	2.41	1.68	2.12	
60B_MICA-PARALLELA	MUSCOVITE	HHG	firma parallela al piano di sfaldatura	1.16	1.04	1.26	1.36	1.35	1.35	0.74	1.29	0.91	1.91	2.11	2.70	1.51	2.20	
G2 LICHERE	LICHENI	HHG	licheni acidofili	1.03	1.30	2.06	1.17	1.01	0.97	1.03	1.08	0.92	2.28	2.16	1.98	1.96	2.00	
G3 LICHERE	LICHENI	HHG	licheni acidofili	1.07	1.20	4.06	1.13	0.97	0.94	1.07	1.07	0.99	2.14	2.16	1.90	2.00	2.06	
C10 LICHERE	LICHENI	HHG	licheni acidofili	1.06	1.69	1.46	1.31	0.97	0.91	1.09	1.07	0.96	2.64	2.34	1.89	2.03	2.03	

Tabella 7.3. BR e BRD delle firme spettrali ricampionate alla risoluzione ASTER, dei campioni analizzati in laboratorio.

7. Nepal occidentale (Himalaya)

Region of Interest (ROI)	RAPPORTI TRA BANDE: VNIR-SWIR										RAPPORTI TRA BANDE: TIR					ASSORBIMENTI RELATIVI DI BANDE: VNIR-SWIR				
	2/1	3/2	4/3	4/5	5/6	7/6	6/7	7/8	9/8	11/10	12/11	13/14	12/13	2:1+3/2	5:4+6/5	6:5+7/6	7:6+8/7	8:7+9/8		
A1_HHC_SOUTH	0.95	1.13	1.86	1.29	0.93	1.04	0.96	1.11	0.94	1.045	1.056	0.991	0.933	2.18	2.36	1.97	1.87	2.05		
A1_HHC_SOUTH_cos	0.95	1.13	1.84	1.29	0.93	1.04	0.96	1.11	0.94					2.18	2.36	1.97	1.87	2.05		
A1_HHC_SOUTH_min	0.94	1.13	1.85	1.28	0.94	1.04	0.96	1.11	0.95					2.20	2.34	1.99	1.86	2.06		
A2_HHC	0.94	1.71	1.63	1.35	0.97	1.04	0.96	1.15	0.88	1.067	1.044	1.020	0.975	2.78	2.39	2.01	1.83	2.03		
A2_HHC_cos	0.94	1.71	1.62	1.35	0.97	1.04	0.96	1.15	0.88					2.78	2.38	2.00	1.83	2.03		
A2_HHC_min	0.94	1.74	1.66	1.39	0.94	1.02	0.98	1.15	0.87					2.80	2.45	1.96	1.85	2.01		
A1_GRANITE_SOUTH	0.98	1.14	2.15	1.26	0.96	1.02	0.98	1.11	0.95	1.047	1.058	0.994	0.927	2.16	2.31	1.98	1.88	2.06		
A1_GRANITE_SOUTH_cos	0.98	1.14	2.15	1.26	0.96	1.02	0.98	1.11	0.95					2.16	2.30	1.98	1.88	2.06		
A1_GRANITE_SOUTH_min	0.96	1.14	2.15	1.24	0.97	1.03	0.97	1.12	0.96					2.18	2.27	2.00	1.87	2.08		
A2_GRANITE	0.90	1.65	1.59	1.37	0.99	1.08	0.92	1.16	0.87	1.048	1.044	1.006	0.952	2.76	2.38	2.07	1.79	2.03		
A2_GRANITE_cos	0.90	1.65	1.59	1.37	0.99	1.09	0.92	1.16	0.87					2.76	2.37	2.08	1.78	2.03		
A2_GRANITE_min	0.90	1.64	1.57	1.35	1.00	1.09	0.92	1.16	0.88					2.75	2.35	2.09	1.78	2.04		
A1_TIBETAN_SOUTH	1.10	1.11	1.91	1.08	0.98	0.99	1.01	1.14	0.92	1.048	1.036	0.996	0.938	2.01	2.10	1.97	1.89	2.06		
A1_TIBETAN_SOUTH_min	1.06	1.10	1.90	1.05	1.02	0.99	1.01	1.16	0.96					2.05	2.03	2.01	1.87	2.11		
A1_TIBETAN_SOUTH_cos	1.10	1.11	1.91	1.08	0.98	0.99	1.01	1.14	0.92					2.01	2.10	1.97	1.89	2.06		
A2_TIBETAN_SOUTH	1.03	1.51	1.54	1.23	1.05	0.98	1.02	1.27	0.89	1.063	1.048	1.010	0.950	2.48	2.18	2.04	1.80	2.17		
A2_TIBETAN_SOUTH_cos	1.04	1.51	1.54	1.23	1.06	0.99	1.01	1.28	0.90					2.47	2.18	2.04	1.80	2.17		
A2_TIBETAN_SOUTH_min	1.03	1.49	1.52	1.21	1.07	0.99	1.01	1.28	0.90					2.46	2.15	2.06	1.79	2.18		
	<0.5	0.5-0.8	0.8-0.9	0.9-0.95	0.95-1.05	1.05-1.10	1.10-1.25	1.25-2	>2					<1.5	1.5-1.9	1.9-2.1	2.1-2.5	>2.5		
	<50%	50%-20%	20%-10%	10%-5%	5%	5%-10%	10%-20%	20%-50%	>50%					MAX				MIN		

Tabella 7.4. BR e BRD delle firme spettrali delle ASTER ROI considerate (HHC, BG, TSS). Sono messe a confronto le firme dell'immagine invernale A1 ed estiva A2, corrette topograficamente con il metodo del coseno (cos) e di Minnaert (min).

sedimenti silicoclastici e carbonatici, debolmente metamorfosati. In aggiunta, le superfici della TSS inferiore, esposte agli agenti atmosferici sono risultate coperte da una patina ad ossidi ed idrossidi metallici, che presentano caratteristici assorbimenti nelle lunghezze d'onda del visibile (**fig. 5.2**). Pertanto, i valori del rapporto 2/1, ben evidenziato sia nelle firme di laboratorio (**tab. 7.3**) che in quelle delle ROI dell'immagine ASTER (**tab. 7.4**), risultano maggiori di 1 per TSS e minori per HHC e BG.

L'immagine in scala di grigi del rapporto 3/2 (**fig. 7.18**) mostra invece un comportamento contrario al precedente, enfatizzato più nell'immagine estiva A2 che in quella invernale, dove le unità della TSS presentano tonalità generalmente più scure rispetto ai leucograniti del BG A1. I valori del rapporto 3/2 nelle firme delle ROI di BG (**tab. 7.4**) non trovano però corrispondenza in quelli delle superfici fresche dei campioni analizzati in laboratorio (**tab. 7.3**) ed assomigliano invece molto di più a quelli delle superficie coperte da licheni (G2/G3/C10 lichene). Questa osservazione spiega anche il perché della sensibilità stagionale del rapporto in questione che coinvolge infatti le bande collocate sulla spalla (banda3) e sull'assorbimento (banda2) caratteristico dei pigmenti fotosintetici (*red edge*). Un alto valore del rapporto 3/2 nell'immagine mascherata, indica così la presenza di licheni, che in campagna si sono mostrati particolarmente abbondanti in corrispondenza degli affioramenti di BG.

La visualizzazione in scala di grigi del rapporto 4/3, mostra una tonalità generalmente uniforme e più chiara nell'immagine estiva A2 (**fig. 7.19**) che impedisce la discriminazione delle diverse unità litologiche. Poiché l'acqua, molto riflettente nell'infrarosso medio (banda4) e poco nel vicino infrarosso (banda 3) (**fig. 4.8**), ha un alto rapporto 4/3, l'appiattimento tonale nell'immagine A2 è con ogni probabilità legato alla presenza di umidità atmosferica residua, anche in seguito alla correzione atmosferica. Il rapporto 4/3 è stato utilizzato per l'identificazione delle nubi e dei corsi d'acqua durante il procedimento di mascheramento dei pixel non rocciosi (**capitolo 4.3**). L'immagine invernale A1 (**fig. 7.19**), caratterizzata da un'atmosfera limpida e secca, si mostra invece più adatta alla discriminazione litologica. In particolare, mette in evidenza sia la parte basale della TSS che il BG con tonalità chiare, mentre con toni più scuri, le rocce della porzione superiore e non metamorfosata del TSS. Questo comportamento è dato dalla presenza di ioni metallici nella TSS basale e di licheni nel BG.

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

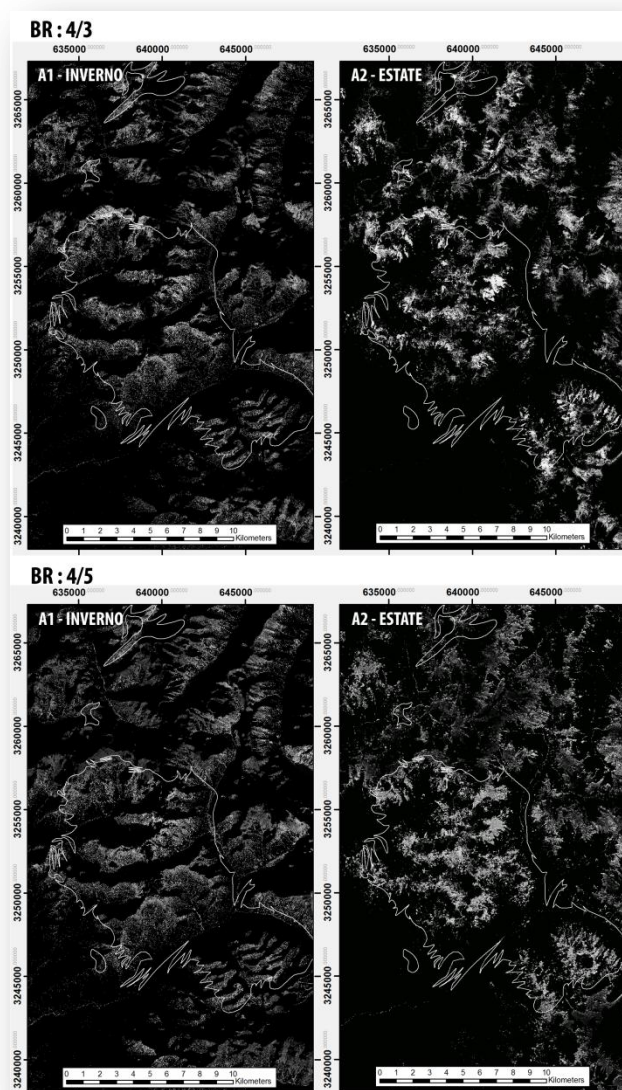


Figura 7.19. BR 4/3 (sopra) e 4/5 (sotto) delle due immagini ASTER analizzate.

Tra tutti i valori dei rapporti tra bande considerati, relativi ai campioni analizzati in laboratorio, quelli più elevati si riscontrano proprio nel rapporto 4/3 riferito alla risposta spettrale di licheni e superfici di alterazione caratterizzate da patine di ossidi (**tab. 7.3**). Nelle firme delle ROI dell'immagine ASTER, i valori del rapporto 4/3 più elevati si riscontrano in quelle relative al BG (**tab. 7.4**), andando ancora una volta a sottolineare l'importanza dei licheni acidofili nell'individuazione in remoto di rocce granitiche in ambienti alpini.

Entrambe le immagini in scala di grigi del rapporto 4/5 (A1/A2 – **fig.7.19**), mostrano un netto contrasto tra rocce leucogranitiche (BG), con tonalità molto chiare, e calc-



silicatiche (TSS), con tonalità molto scure. Anche i rapporti basati sulle firme da ROI indicano un rapporto maggiore di 1 e comunque più elevato per BG e HHC rispetto a TSS (**tab. 7.4**). Dal momento che il rapporto coinvolge la spalla (banda4) e l'assorbimento (banda 5) caratteristici delle sostanze organiche che costituiscono l'ossatura dei vegetali s.l. (i.e. lignina), l'alto valore riscontrato nei rapporti del BG (**tab. 7.4**) si spiega prevalentemente per l'abbondanza di licheni (**tab. 7.3**). A questi si aggiungono i fillosilicati ad Al (i.e. muscovite, pirofillite, caolinite) che presentano alti valori del rapporto 4/3 (**tab. 5.1**). Questo comportamento si riscontra anche nelle firme delle superfici fresche di BG, analizzate in laboratorio (**tab. 7.4**). Al contrario, i silicati contenenti Fe e Mg (i.e. biotite, clorite, orneblenda), trovati abbondantemente sia nella TSS inferiore che in HHC, mostrano un rapporto decisamente inferiore (**tab. 5.1**).

Le immagini del rapporto 5/6 (**fig. 7.20**), collocato tra la spalla (banda5) ed il picco di assorbimento della muscovite (banda6), distinguono con tonalità scure il plutone del BG, caratterizzato dall'abbondante presenza di muscovite e con tonalità più chiare le unità della TSS. Quest'ultima si riesce inoltre a differenziare nella sequenza inferiore, debolmente metamorfosata, ed in quella superiore, prevalentemente carbonatica. Osservando i rapporti dei minerali analizzati in laboratorio e ricampionati alla risoluzione di ASTER (**tab. 5.1**) si può notare come i carbonati hanno un rapporto tendente ad 1 mentre i fillosilicati e le rocce che li contengono (HHC, BG, TSS inferiore) hanno rapporti più bassi (**tab. 7.3**). Questa osservazione è però in contrasto con ciò che si osserva nell'immagine stessa del rapporto e nelle firme delle ROI, dove HHC e BG presentano valori nettamente inferiori a TSS (**tab. 7.4**). Un comportamento la cui causa si spiega ancora una volta con la presenza dei licheni, che in qualche modo mascherano l'assorbimento diagnostico della muscovite. Il rapporto 5/6, risultando quindi inversamente proporzionale all'abbondanza di licheni, può essere quindi utilizzato per stimare la presenza relativa di licheni e muscovite in terreni costituiti da granitoidi peraluminosi.

Le immagini del rapporto 6/7 e del suo reciproco 7/6 (**fig. 7.20, fig. 7.21**), sono state scelte poiché discriminano muscovite e fillosilicati di Al s.l., con minimo nella banda 6 e massimo nella 7, dai carbonati, clorite ed epidoti, le cui firme mostrano un andamento opposto (**tab. 5.1**). Sebbene l'immagine estiva A2 sia difficilmente interpretabile, in entrambe le immagini si riescono ad identificare TSS e BG grazie ad una minima variazione tonale. La distinzione è infatti complicata dal fatto che sia i rapporti delle

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

ROI dell'immagine ASTER (**tab. 7.4**) che quelli dei campioni analizzati in laboratorio (**tab. 7.3**) presentano delle differenze minime.

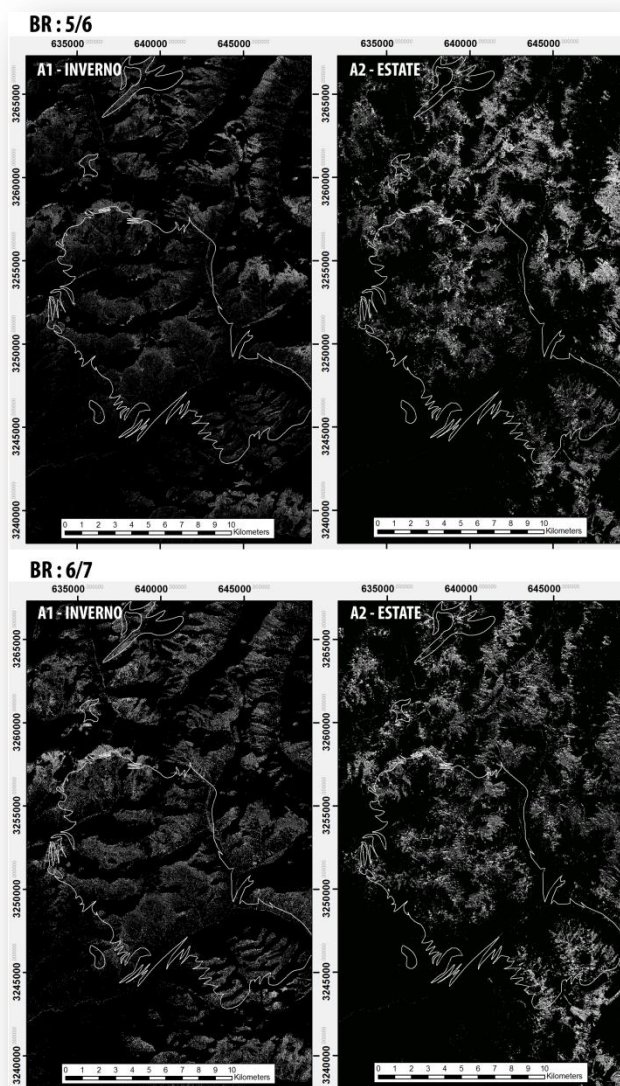


Figura 7.20. BR 5/6 (sopra) e 6/7 (sotto) delle due immagini ASTER analizzate.

Le immagini del rapporto 7/8 (**fig. 7.21**), localizzato tra il flesso (banda7) e l'assorbimento (banda8) diagnostico dei carbonati, non mostra di essere particolarmente utile nella discriminazione delle litologie presenti nella scena analizzata. Molto probabilmente questo problema è dovuto alla presenza di fillosilicati sulle superfici esposte agli agenti atmosferici (minerali delle argille) con assorbimenti nella banda 8 dati sia dalle vibrazioni fondamentali di Mg-OH che da armoniche di Al-OH e Fe-OH, che vanno a sommarsi e si confondono con l'assorbimento diagnostico dei carbonati presente alle stesse lunghezze d'onda.

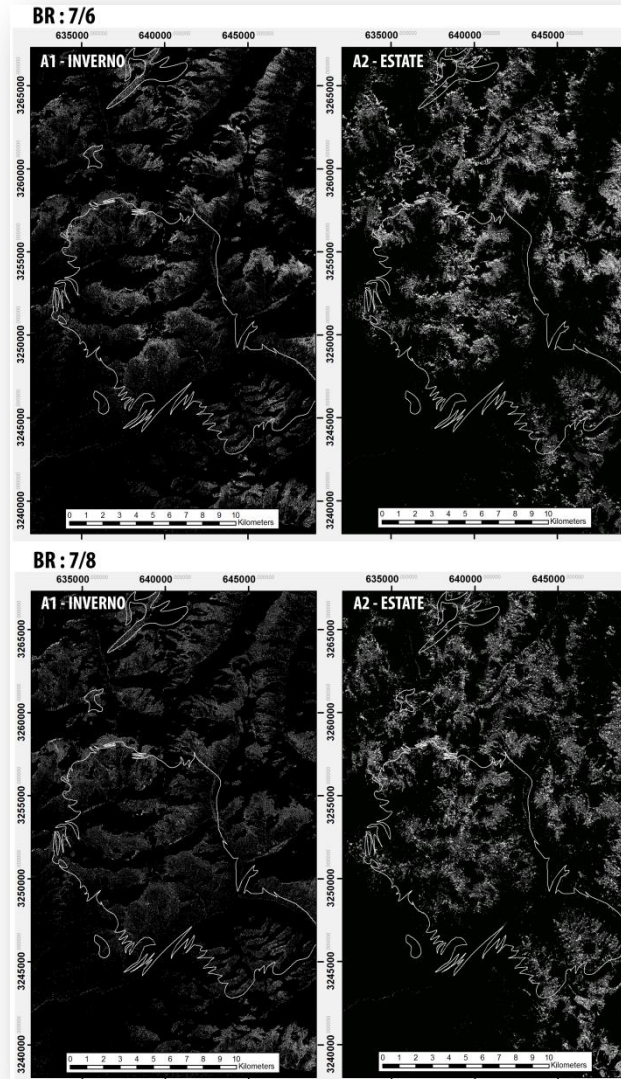


Figura 7.21. BR 7/6 (sopra) e 7/8 (sotto) delle due immagini ASTER analizzate.

Il rapporto 7/8 si mostra infatti elevato sia nelle firme dell'immagine ASTER (**tab. 7.4**) che in quelle delle superfici alterate, analizzate in laboratorio (**tab. 7.3**).

Al contrario, le immagini in scala di grigi del rapporto 9/8 (**fig. 7.22**), contrastano con tonalità chiare la presenza di affioramenti di leucogranito da quelli di TSS. Questo divario, seppur piccolo è ben messo in evidenza dal confronto dei valori del rapporto nelle firme da ROI (**tab. 7.4**), anche se le rocce carbonatiche o con minerali a Fe/Mg-OH (i.e. anfiboli, cloriti, epidoti) analizzati in laboratorio, presentano rapporti nettamente superiori rispetto ai fillosilicati di alluminio (i.e. muscovite - **tab. 5.1, tab. 7.3**).

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

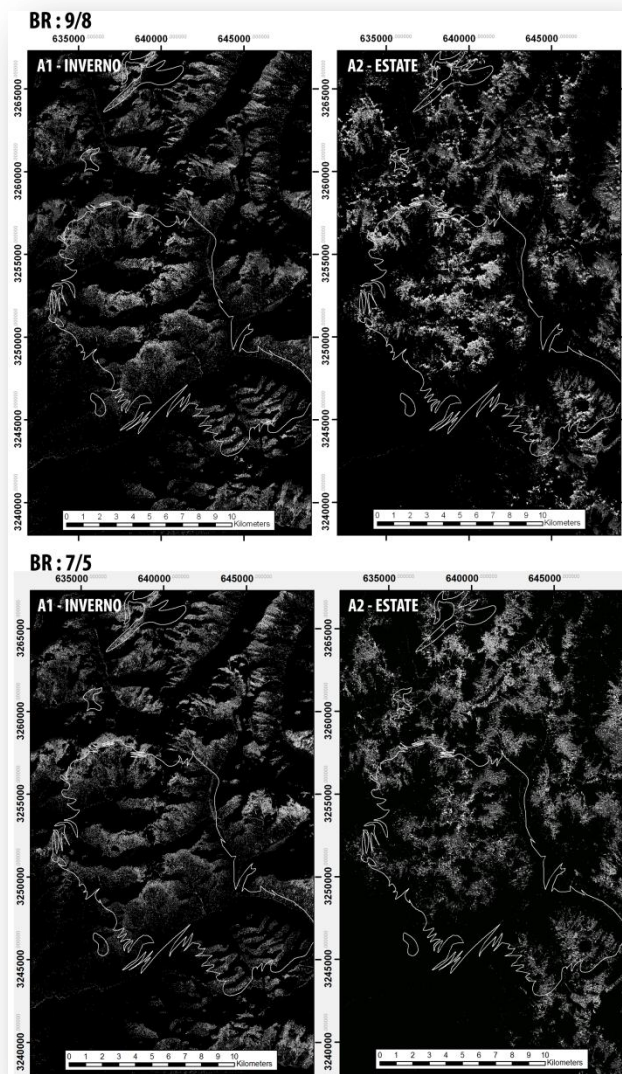


Figura 7.22. BR 9/8 (sopra) e 7/5 (sotto) delle due immagini ASTER analizzate.

Ai rapporti tra bande adiacenti, sono stati aggiunti quelli calcolati tra bande lontane, che indicano aspetti più generali come l'andamento dell'albedo.

Si è così scelto il rapporto 7/5 (**fig. 7.22**) per evidenziare ad esempio la presenza di muscovite e licheni, il rapporto 5/1 (**fig. 7.23**) per sottolineare la presenza di alterazioni ad ossidi ed idrossidi di Fe e Mg ed infine il rapporto 6/8 (**fig. 7.23**) per evidenziare la presenza di carbonati e silicati di Fe e Mg.

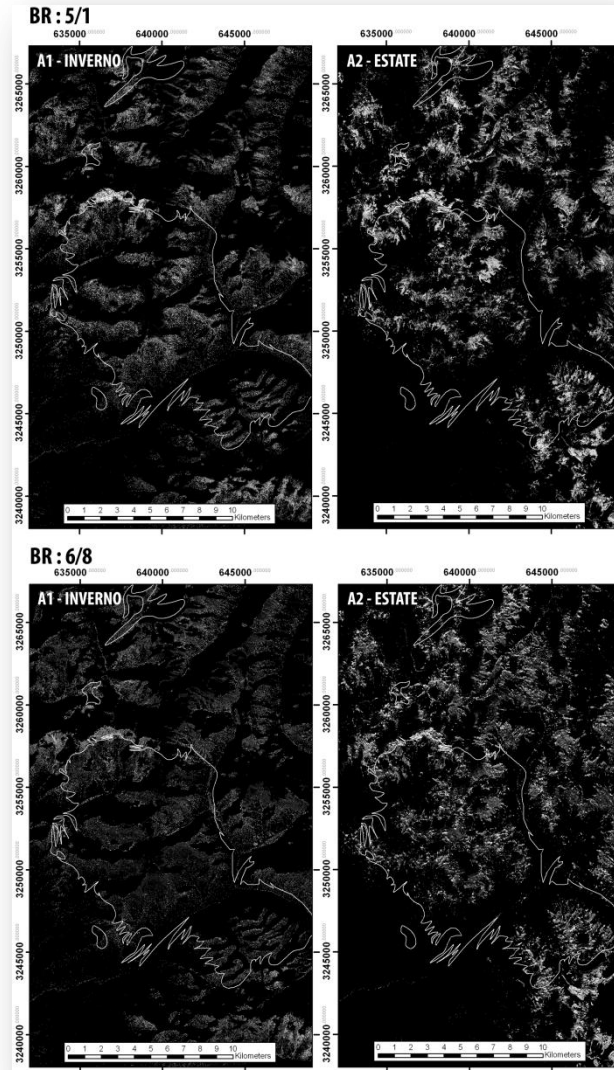


Figura 7.23. BR 9/8 (sopra) e 7/5 (sotto) delle due immagini ASTER analizzate.

Per quanto riguarda invece le bande ASTER nella regione del termico (TIR), nonostante la bassa risoluzione spettrale e spaziale, alcuni rapporti consentono di ottenere buoni risultati. Tra questi, il rapporto 12/11 (**fig. 7.24**) si mostra il più interessante, infatti, dall'immagine in scala di grigi si riescono a discriminare le rocce silicatiche del BG, caratterizzate da tonalità più chiare, da quelle carbonatiche della TSS. La distinzione si rivela inoltre più efficace nell'immagine estiva, quando l'altezza del sole provoca maggiore irradianza. Nei rapporti 12/13 e 13/14 (**fig. 7.24**) ed in particolar modo nelle immagini invernali (A1) si riescono invece a discriminare le unità della TSS inferiore, da tutto il resto.

7. Nepal occidentale (Himalaya)

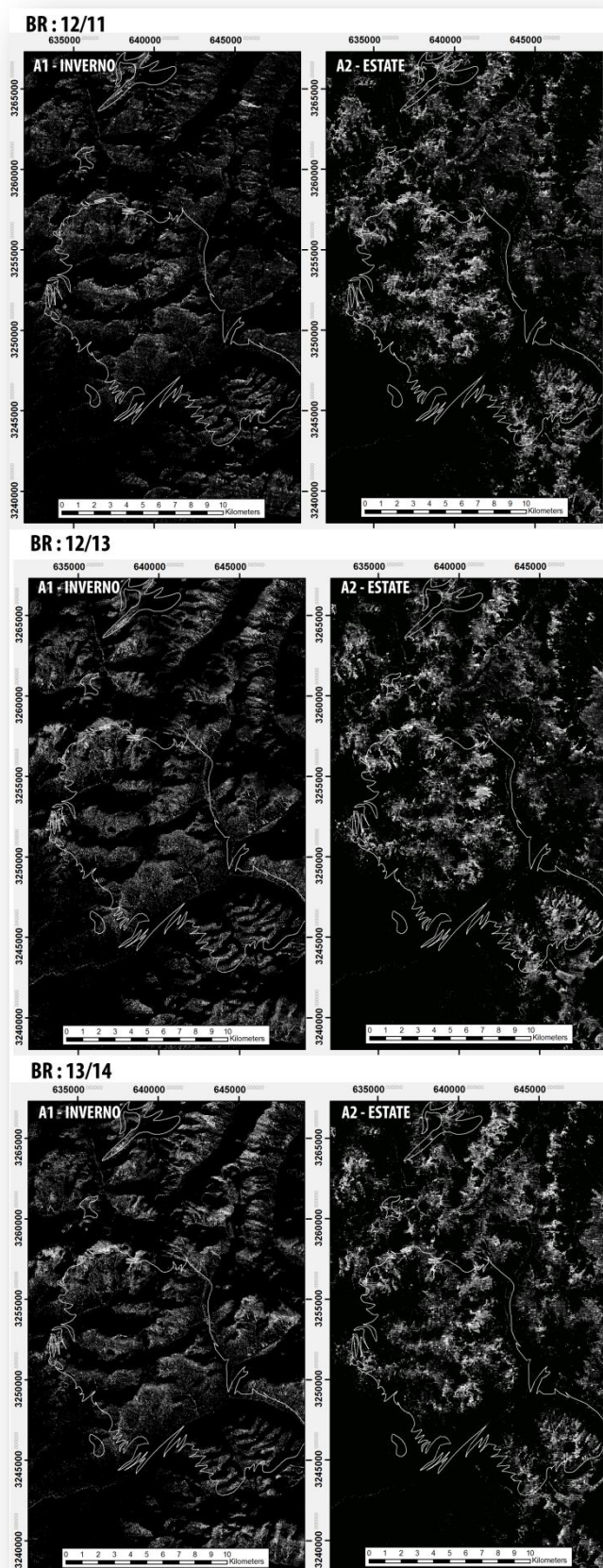


Figura 7.24. BR 12/11 (sopra), 12/13 (centro) e 13/14 (sotto) delle due immagini ASTER analizzate.

Il BG si mostra così con tonalità scure, date dalla presenza di silicati, mentre la TSS è generalmente più chiaro per la presenza di carbonati. Infatti, in entrambi i rapporti, i minerali silicatici presentano valori molto bassi, in particolare nel rapporto 13/14 (**tab. 5.1**). Le tonalità molto più chiare nelle porzioni relative alla sequenza basale del TSS rispetto alle porzioni superiori sono invece date dalla presenza di silicati di Fe e Mg che aggiungendosi alla calcite, aumentano notevolmente i valori dei rapporti considerati.

Al di là delle semplici visualizzazioni in scala di grigi, sia per le bande VNIR-SWIR che TIR, si sono considerati i rapporti più significativi in composizioni a falsi colori. Questa tecnica permette di accentuare notevolmente i contrasti litologici, facilitandone la discriminazione.

Per evidenziare le figure spettrali caratteristiche della regione del VNIR e della prima parte dello SWIR si è scelta la composizione RGB a falsi colori dei rapporti 2/1, 4/3 e 4/5 (**fig. 7.25**), che contiene informazioni relative alla superficie degli affioramenti. L'immagine evidenzia il BG con colori blu-viola, dati dalla presenza di licheni (alti valori nel rapporto 4/5) e le unità della TSS con colori rosso-porpora dati dalle patine di alterazione superficiali, costituite perlopiù da ossidi ed idrossidi metallici (alti valori nel rapporto 2/1). Tra queste ultime si può inoltre distinguere la sequenza basale debolmente metamorfosata, data da colori verdi-gialli (alti valori nel rapporto 4/3) che accentuano maggiormente la presenza di ossidi ed idrossidi di Fe e Mg.

Anche l'immagine RGB a falsi colori dei rapporti 7/6, 6/8 e 4/5 (**fig. 7.25**) riesce a differenziare la sequenza superiore della TSS, prevalentemente carbonatica (i.e. *Dhaulagiri limestone*) da quella inferiore (i.e. *North Col Formation*); questo grazie al fatto che i tre diversi rapporti sono localizzati in corrispondenza degli assorbimenti diagnostici delle miche, dei licheni, della clorite e dei carbonati. I colori delle diverse unità in **figura 7.25**, possono essere letti utilizzando come chiave i valori dei rapporti delle firme di laboratorio dei minerali (**tab. 5.1**). Il rapporto 4/5 si mostra più alto per calcite e muscovite che per biotite e clorite, il rapporto 6/8 è più alto per clorite e calcite che per biotite e muscovite mentre il 7/6 è più alto per muscovite che per calcite e clorite. I colori violacei, costituiti da un'alta componente blu (4/6) sottolineano quindi la presenza delle unità strettamente carbonatiche della TSS superiore. La zona verde a stretto contatto con il BG, evidenzia la presenza delle unità basali della TSS costituite non solo da calcite, ma anche da clorite e biotite. Infine la zona porpora, con un'alta

## 7. Nepal occidentale (Himalaya)

componente rossa (7/6) e blu (4/5) è caratteristica del BG ed in particolar modo della presenza di muscovite e licheni.

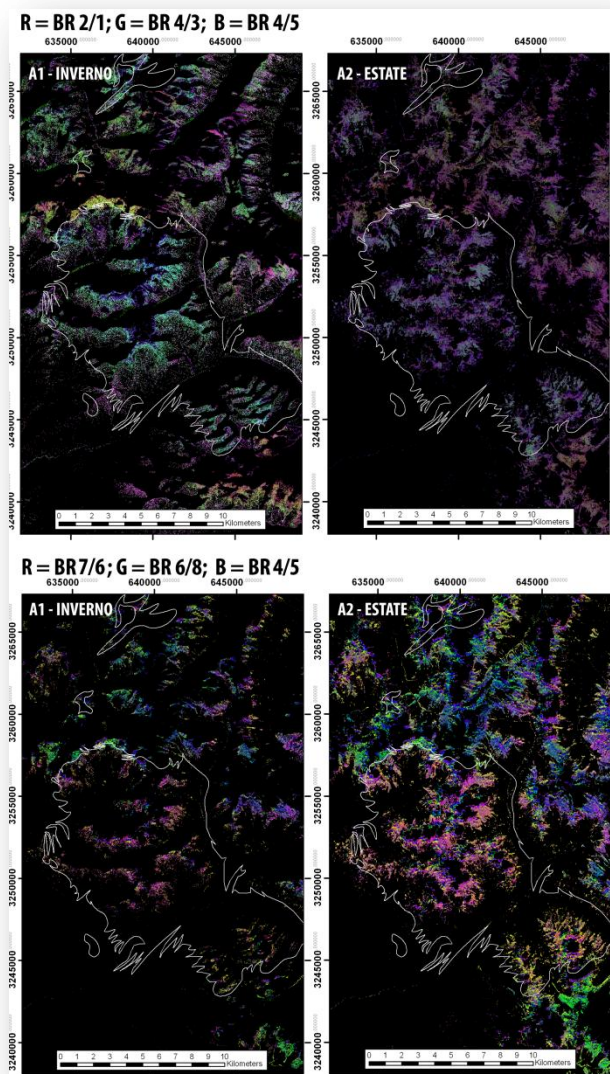


Figura 7.25. Composizioni RGB a falsi colori dei BR 2/1, 4/3 e 4/5 (sopra), 7/6, 6/8 e 4/5 (sotto).

Per evidenziare al meglio i minerali con le principali figure di assorbimento centrate nella regione dello SWIR si è scelta la combinazione RGB a falsi colori dei rapporti 5/6, 7/6 e 7/5 (**fig. 7.26**), ampiamente utilizzata in letteratura per distinguere le alterazioni composte da diverse famiglie di fillosilicati (**Hewson et al., 2001**). L'immagine consente così di discriminare due principali unità: una arancio-gialla con alti valori del rapporto 5/6 e 7/6 (BG), diagnostici della presenza di muscovite ed una azzurra-blu con un alto rapporto 7/5 (TSS) tipico di clorite, e calcite (**tab. 5.1**).



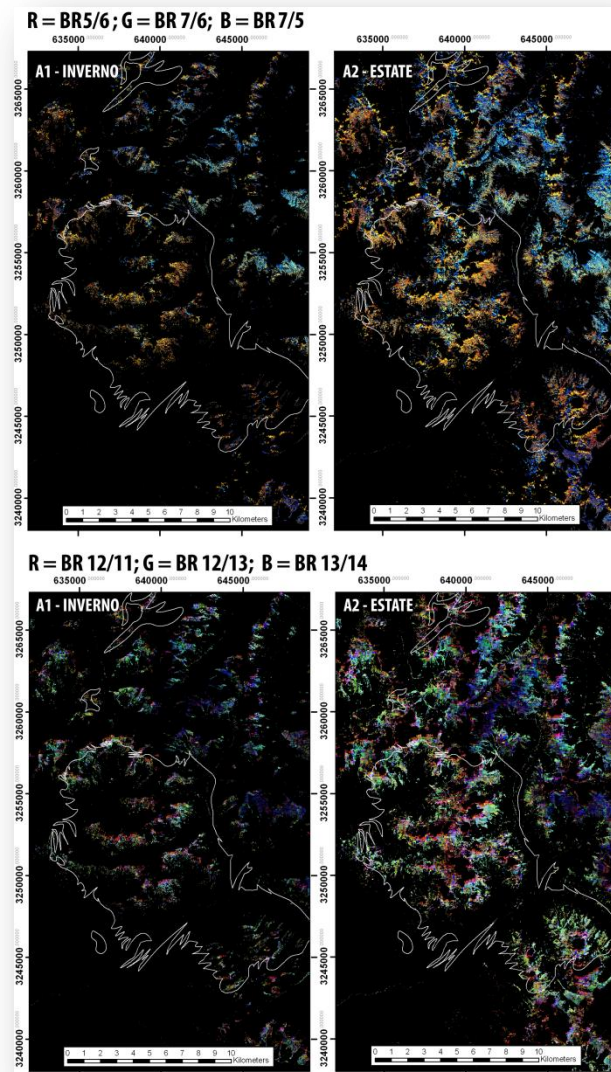


Figura 7.26. Composizioni RGB a falsi colori dei BR 5/6, 7/6 e 7/5 (sopra), 12/11, 12/13 e 13/14 (sotto).

Dall'immagine RGB a falsi colori dei rapporti 12/11, 12/13 e 13/14 (**fig. 7.26**), che coinvolgono le bande TIR, si riescono a distinguere due unità. In particolare, una con colori blu-ciano evidenzia le unità carbonatiche della TSS (*Dhaulagiri limestone*) ed una in verde-rosa il BG la TSS inferiore, tra loro indifferenziabili. Questo comportamento è confermato dal valore degli stessi rapporti negli spettri di laboratorio dei minerali primari (**tab. 5.1**). I silicati presentano infatti alti valori in 12/11 e 12/13, per la presenza delle bande di restrahlen legate alle vibrazioni dei legami Si-O dei tetraedri di silicio, mentre i carbonati hanno più bassi valori in 12/11 e 12/13 ed alti nel rapporto 13/14.

### 7.6.3 RBD

L'immagine in scala di grigi di RBD2 ( $[(b1+b3)/b2]$  – **fig. 7.27**), seppur con un contrasto minimo, riesce ad evidenziare con tonalità chiare il plutone granitico e con tonalità più scure le rocce sedimentarie della TSS. Questo comportamento è causato perlopiù dalle caratteristiche più superficiali che caratterizzano gli affioramenti, come l'abbondante copertura lichenica di BG e le patine in ossidi ed idrossidi di TSS, entrambe con assorbimenti caratteristici alle lunghezze d'onda più corte. Sia le firme del leucogranito nell'immagine ASTER (**tab. 7.4**), che quelle dei licheni analizzati in laboratorio (**tab. 7.3**) mostrano così alti valori di RBD2. Al contrario, le firme derivate da ROI ed i campioni di TSS hanno bassi valori di RBD2, coerenti con le analisi in laboratorio di ossidi ed idrossidi metallici (**tab. 5.1**).

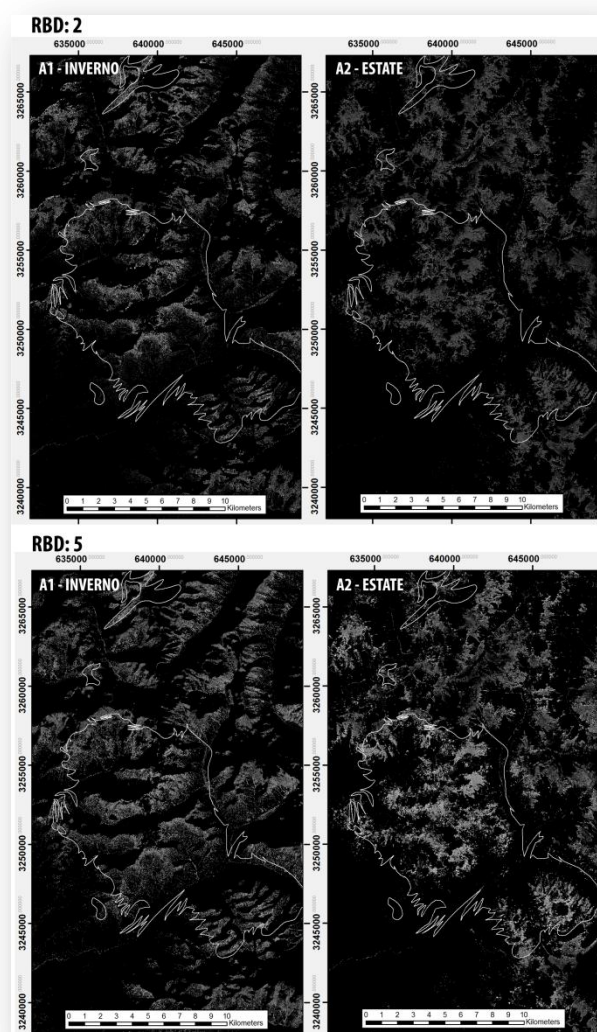


Figura 7.27. Visualizzazione in scala di grigi di RBD 2 (sopra) e RBD 5 (sotto).

L'immagine in scala di grigi RBD5 ( $[b_4+b_6]/b_5$  – **fig. 7.28**), centrato su uno degli assorbimenti diagnostico dei licheni (**fig. 3.8**), ma anche di minerali di alterazione tipici di rocce granitiche acide (i.e. caolino) evidenzia molto bene il plutone del BG, con tonalità chiare. Ciò è in accordo con i valori elevati di RBD5, risultanti dalle firme di laboratorio di minerali diagnostici (i.e. muscovite, caolino – **tab. 5.1**) e licheni (**tab. 7.3**). Parimenti i rapporti calcolati sulla base delle firme derivate da ROI dell'immagine ASTER (**tab. 7.4**), mostrano come le rocce silicatiche (BG) abbiano valori più alti di quelle carbonatiche/silicoclastiche contenenti minerali idrati con Fe e Mg (HHC e TSS) (i.e. biotite, orneblenda, clorite).

L'immagine in scala di grigi di RBD6 ( $[b_5+b_7]/b_6$  – **fig. 7.28**), operazione che dovrebbe evidenziare, la presenza di legami Al-OH, caratteristici di fillosilicati come muscovite, caolinite, illite (**tab. 5.1**), non si mostra però efficiente nella distinzione dei suddetti minerali. Ciò si può spiegare considerando i valori di RBD6 relativi alle firme dei campioni di laboratorio (**tab. 7.3**). Infatti, il contrasto tra gli alti valori di rocce contenenti fillosilicati alluminiferi (BG, HHC) e quelli bassi delle litologie contenenti carbonati o minerali più femici (TSS, HHC), viene verosimilmente compensato dalla presenza di licheni, anch'essi caratterizzati da valori estremamente bassi di RBD (**tab. 7.3**). In accordo con l'immagine relativa (**fig. 7.28**), i valori di RBD6 derivati dalle analisi delle firme da ROI sull'immagine ASTER non consentono una discriminazione tra le diverse litologie.

La visualizzazione in scala di grigi di RBD7 ( $[b_6+b_8]/b_7$  – **fig. 7.28**), centrato sull'assorbimento dei legami Fe-OH dei fillosilicati (i.e. biotite, clorite), si presenta omogenea, ad eccezione della sequenza basale della TSS che presenta tonalità leggermente più chiare nell'immagine invernale A1. Questo comportamento è dato dalla presenza di clorite (**tab. 5.1**), minerale di alterazione dei silicati di Fe Mg (i.e. biotite, pirosseni) contenuti nell'unità in questione.

Similmente ai casi precedenti (RBD6 e RBD7), anche l'immagine di RBD8 ( $[b_7+b_9]/b_8$  – **fig. 7.28**), pur essendo centrata sull'assorbimento diagnostico dei carbonati, non si presta alla discriminazione delle litologie considerate. Ancora una volta fa eccezione, la parte basale della TSS, che risulta con una tonalità debolmente più chiara, legata alla somma degli assorbimenti della calcite e della biotite.

7. Nepal occidentale (Himalaya)

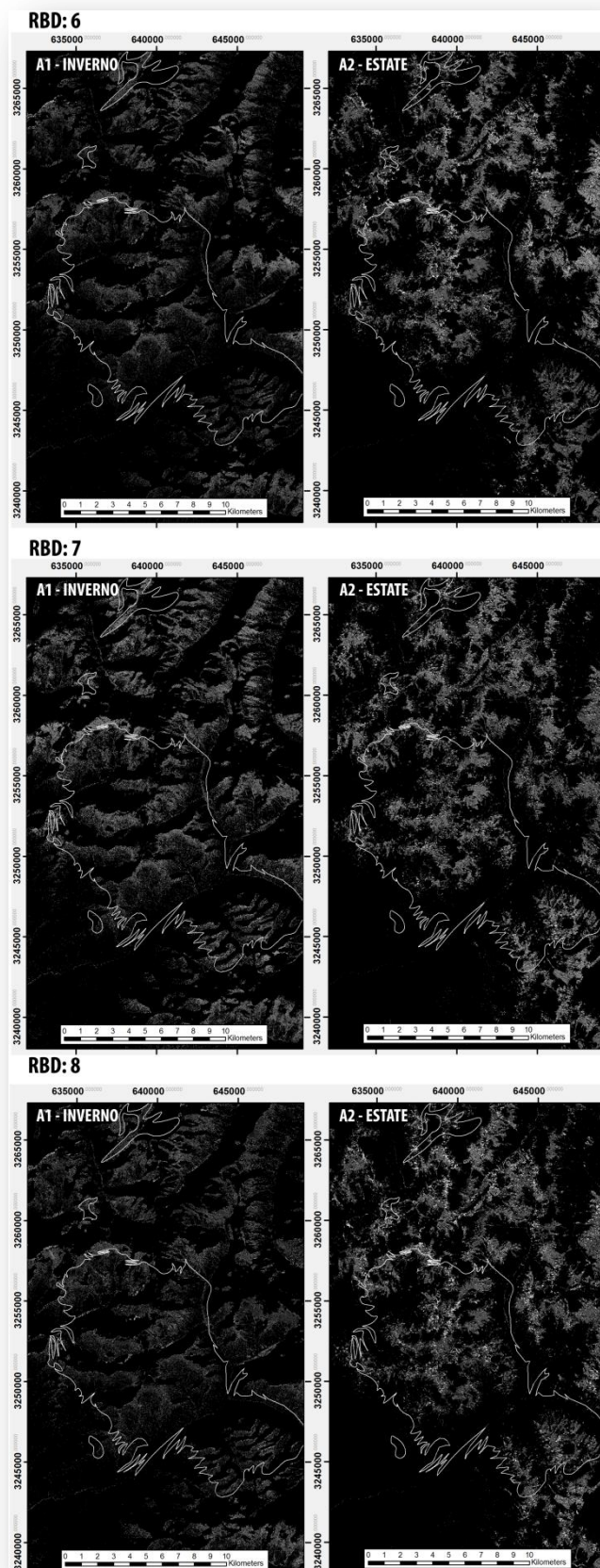


Figura 7.28. Visualizzazione in scala di grigi di RBD 6 (sopra), RBD 7 (centro) e RBD 8 (sotto).

Tra tutti i RBD considerati, solamente RBD2 e RBD5 (**fig. 7.27**) permettono una chiara distinzione delle litologie considerate. Ciò è in parte legato alla più alta risoluzione delle bande VNIR di ASTER ed in parte alla presenza di licheni acidofilici, con assorbimenti caratteristici, centrati appunto nelle bande 2 e 5. Al contrario, gli RBD dell'immagine ASTER, centrati negli assorbimenti diagnostici di Al-OH (RBD6), Fe-OH (RBD7), Mg-OH e CO (RBD8) non portano ai risultati attesi, in base alle analisi delle firme ad alta risoluzione in laboratorio (**tab. 5.1**).

L'analisi delle immagini RGB a falsi colori di RBD2, RBD5 e RBD6 (**fig. 7.29**) porta comunque a risultati molto più positivi delle singole visualizzazioni in scala di grigi.

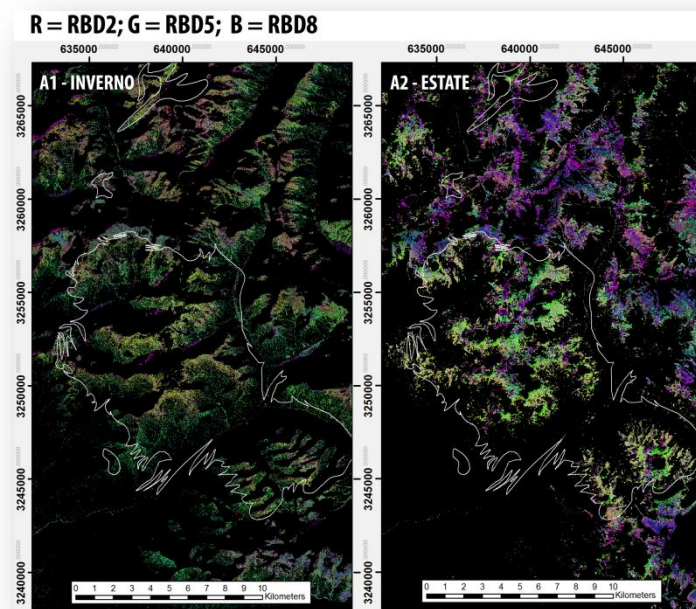


Figura 7.29. Composizioni RGB a falsi colori dei RBD 2, 5 e 8.

Dall'immagine si riescono così a distinguere le due principali unità, BG e TSS, che mostrano rispettivamente colorazioni verdi-gialle, date da un alto valore di RBD5 (licheni) e viola-porpora, date da alti valori di RBD2 ed RBD6 (ossidi di Fe e Mg, clorite, calcite). L'immagine invernale A1 consente inoltre la discriminazione dell'unità inferiore della TSS, calc-silicatica, da quella superiore, prevalentemente carbonatica. Al contrario, l'immagine estiva A2, non permette questa distinzione ma presenta un maggiore contrasto tra TSS e BG a causa della maggior copertura lichenica sugli affioramenti di quest'ultima.

### 7.6.4. PCA

La discriminazione del maggior numero di litologie in un'unica combinazione a falsi colori, si è ottenuta applicando l'analisi delle componenti principali alle immagini delle 6 bande SWIR. Per definire quali componenti principali (PC) sono più adatte ad evidenziare particolari associazioni mineralogiche, si è considerata la tabella degli autovettori (**tab. 7.5**), che lega i risultati della PCA alla risposta spettrale delle bande originali. In base all'analisi degli autovettori relativi all'immagine invernale A1, si sono così visualizzate le PC6, 4 e 3 in una composizione RGB a falsi colori (**fig. 7.30**). La PC3 è stata scelta poiché carica positivamente la banda 6 e negativamente la banda 7, sottolineando di conseguenza le differenti figure spettrali in queste lunghezze d'onda, similmente ad un BR 6/7. Osservando gli spettri di laboratorio dei minerali considerati (**fig. 5.1, 5.2**), tra le bande 6 e 7, si evince ad esempio che la muscovite ha un andamento opposto a clorite e calcite. La PC4 è stata invece scelta poiché carica positivamente sia la banda 6 che la banda 9 e negativamente la banda 8, evidenziando quindi l'assorbimento diagnostico dei carbonati, centrato proprio in quest'ultima banda. Infine, la PC6 è stata scelta poiché carica positivamente la banda 9 e negativamente la banda 6, mostrandosi di conseguenza teoricamente adatta alla distinzione di muscovite da calcite.

ASTER A1 SWIR PCA						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Eigenvalues	26.639	0.845	0.370	0.245	0.194	0.136
Eigenvectors						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
ASTER band 4	0.496	0.823	-0.249	0.049	0.017	0.110
ASTER band 5	0.366	-0.177	0.366	0.478	0.662	0.185
ASTER band 6	0.409	0.037	0.610	-0.358	-0.139	-0.559
ASTER band 7	0.429	-0.396	-0.593	-0.408	0.329	-0.180
ASTER band 8	0.390	-0.293	-0.195	0.603	-0.569	-0.191
ASTER band 9	0.341	-0.217	0.207	-0.333	-0.332	0.757

ASTER A2 SWIR PCA						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Eigenvalues	21.785	1.403	0.337	0.187	0.180	0.115
Eigenvectors						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
ASTER band 4	0.319	-0.395	-0.083	0.349	-0.102	0.777
ASTER band 5	0.489	0.672	-0.546	0.023	0.071	0.082
ASTER band 6	0.332	0.271	0.622	0.619	-0.027	-0.214
ASTER band 7	0.418	0.049	0.345	-0.591	-0.591	0.078
ASTER band 8	0.448	-0.214	0.220	-0.341	0.767	-0.016
ASTER band 9	0.416	-0.520	-0.376	0.172	-0.216	-0.581

Tabella 7.5. Autovettori ed autovalore della PCA nelle bande ASTER SWIR, dell'immagine invernale A1 (sopra) e dell'immagine estiva A2 (sotto).

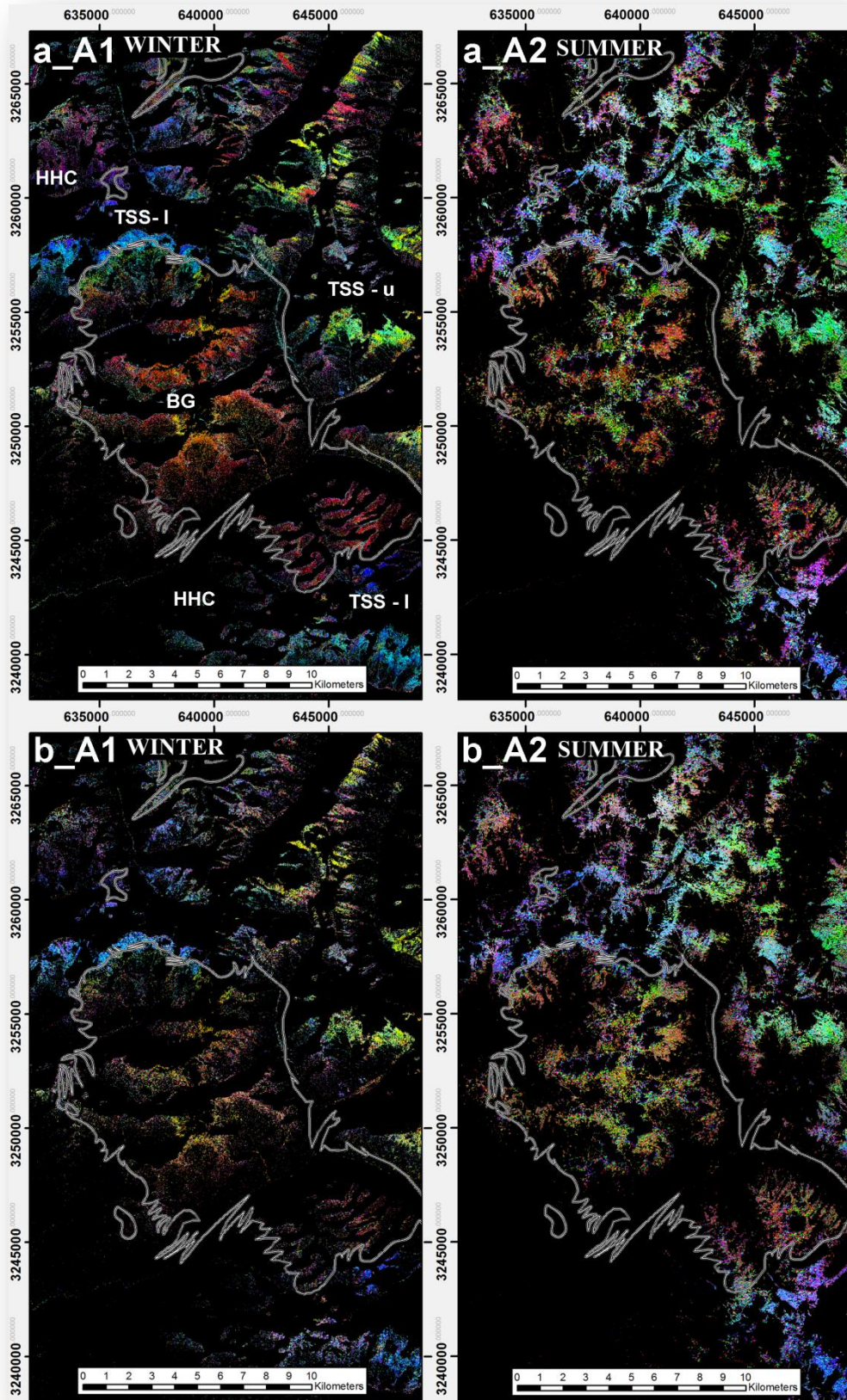


Figura 7.30. Composizioni RGB a falsi colori delle PC6, 4 e 3 delle bande ASTER SWIR., delle immagini non corrette (sopra) e corrette topograficamente (sotto).

Interpretando la composizione RGB a falsi colori di PC6, 4 e 3 (**fig. 7.30**) ed integrando l'analisi degli autovettori con le osservazioni di campagna, si possono distinguere un minimo di 4 facies spettrali, corrispondenti ad un ugual numero di litologie/associazioni mineralogiche. I pixel costituenti affioramenti di leucograniti a muscovite (BG) sono evidenziati con colori prevalentemente rossi (alta PC6) mentre con colori blu e ciano (alta PC3) i pixel della TSS inferiore, intrusa da filoni, dicchi granitici e debolmente metamorfosata in facies scisti verdi (rocce calc-silicatiche). Con colori verdi e gialli (alta PC4) i pixel delle formazioni attinenti alla porzione della TSS superiore (*Dhaulagiri Limestone*) ed infine con colori porpora (alta PC6 e PC3) i pixel relativi ad affioramenti di HHC, prevalentemente costituiti da migmatiti e gneiss di alto grado metamorfico.

Nonostante gli autovettori risultanti dalla PCA dell'immagine estiva A2 si mostrino leggermente diversi da quelli dell'immagine invernale A2 (**tab. 7.5**), le composizioni a falsi colori delle PC6, 4 e 3 paiono molto simili. Anche i disturbi in prossimità di nuvole, aree in ombra e creste di montagne, presenti soprattutto nell'immagine estiva A2 e ben visibili nelle precedenti elaborazioni (i.e. BR, RBD), sono attenuati nelle PC considerate, ed un'analisi più attenta li mostra concentrati ed isolati nella PC1, che rappresenta l'asse con più alta varianza. Per di più, confrontando le stesse PC delle immagini non corrette e corrette topograficamente (**fig. 7.30**) non si notano differenze sostanziali. Ciò dimostra come la correzione topografica sia uno step non necessario se lo scopo è l'analisi delle PCA, e quindi una veloce discriminazione delle diverse litologie presenti nella scena considerata.

Dati gli esiti positivi della PCA sulle bande SWIR, si sono trasformate anche le 5 bande del TIR. La matrice degli autovettori relativi alle PC TIR dell'immagine invernale A1 (**tab. 7.6**), mostra così, come la PC2 sia caricata positivamente dalla banda 12 e negativamente dalla banda 10, funzionando similmente ad un BR 12/10. La PC3 evidenzia chiaramente il contrasto tra le bande 11 e 12, entrambe caricate negativamente, e le bande 13 e 14 che sono invece caricate positivamente. Confrontando quindi le firme spettrali in laboratorio dei minerali considerati (**fig. 5.1, 5.2**), si può concludere che la PC3 è particolarmente efficace nel distinguere muscovite da calcite. La PC4, mettendo in risalto le differenze tra le bande 11 e 13, entrambe caricate positivamente, e la banda 12, caricata negativamente, funziona invece come un RBD centrato sulla banda 12. Infine, la PC5 che carica positivamente la banda 13 e negativamente la banda 14 non mostra di essere particolarmente utile, anche perché



essendo l'ultima PC, risulta particolarmente rumorosa. Poiché la PC1 rappresenta invece la componente con la massima correlazione tra tutte le bande TIR, si è scelto di visualizzare in una composizione RGB a falsi colori le PC4, 3 e 2 (fig. 7.31). In entrambe le immagini (estiva ed invernale), si riescono a discriminare due diverse aree. Nell'immagine invernale le rocce carbonatiche della TSS sono così rappresentate da colori prevalentemente gialli, dati dagli alti valori nelle PC3 e 4, mentre le rocce granitiche del BG presentano una colorazione verde-blu, data da alti valori nelle PC3 e 2. Nell'immagine estiva le rocce carbonatiche della TSS sono invece rappresentate da colori verdi (alta PC3) mentre le rocce silicatiche (BG. HHC) da colori porpora (alta PC4 e 2).

ASTER A1 TIR PCA						ASTER A2 TIR PCA					
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5		PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
Eigenvalues	9.002	0.035	0.030	0.012	0.009	Eigenvalues	38.676	0.024	0.012	0.004	0.003
Eigenvectors						Eigenvectors					
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5		PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
ASTER band 10	0.459	-0.850	-0.075	-0.247	0.015	ASTER band 10	0.411	-0.868	0.255	0.113	0.010
ASTER band 11	0.463	0.115	-0.448	0.571	-0.495	ASTER band 11	0.434	-0.037	-0.492	-0.751	-0.066
ASTER band 12	0.472	0.448	-0.437	-0.513	0.350	ASTER band 12	0.450	0.126	-0.576	0.647	-0.177
ASTER band 13	0.431	0.059	0.426	0.504	0.613	ASTER band 13	0.472	0.306	0.234	0.036	0.792
ASTER band 14	0.408	0.244	0.649	-0.310	-0.507	ASTER band 14	0.465	0.369	0.554	-0.061	-0.580

Tabella 7.6. Autovettori ed autovalore della PCA nelle bande ASTER TIR, dell'immagine invernale A1 (sinistra) ed estiva A2 (destra).

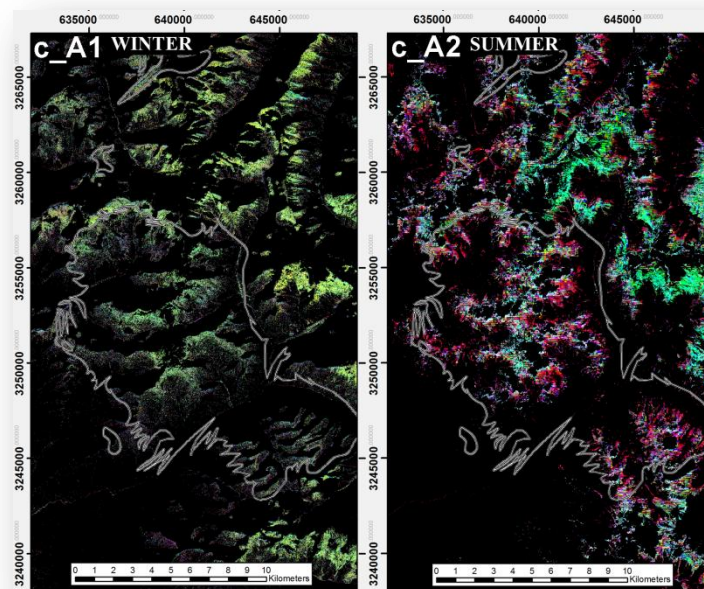


Figura 31. Composizioni RGB a falsi colori delle PC4, 3 e 2 delle bande ASTER TIR.

Le differenti colorazioni delle unità, tra l'immagine invernale A1 e quella estiva A2 è legata alle diversi condizioni ambientali della scena ripresa e alla presenza di licheni acidofili. Questi ultimi, in piena attività vegetativa nell'immagine estiva, riescono con ogni probabilità ad interferire sulle proprietà termiche delle superfici, modulandone la temperatura. La causa è da ricercare sia nel maggior contenuto d'acqua che nella presenza di sostanze organiche, con comportamenti termici del tutto diversi da quelli delle rocce.

In **fig.7.32a**, per ogni pixel delle singole bande TIR, si sono graficati i valori della riflettanza in funzione dell'altitudine. I risultati, come ci si aspetta, mostrano che esiste una correlazione negativa tra l'altitudine e la risposta spettrale. Poiché la riflettanza ( $R=1-E$  – eq. 2.7) nelle bande del TIR è strettamente legata alla temperatura superficiale del corpo indagato, la pendenza della retta di regressione è legata al gradiente termico dell'area indagata. Questa informazione è tanto più verosimile quanto più i pixel presi in considerazione sono omogenei da un punto compositivo. Il processo di mascheramento adottato (**capitolo 4.3**) ha consentito di isolare i soli pixel rocciosi, che presentano valori di emissività diversi, ma non così diversi come se si fosse considerata l'intera immagine, composta da vegetazione ed acqua in ogni suo stato fisico.

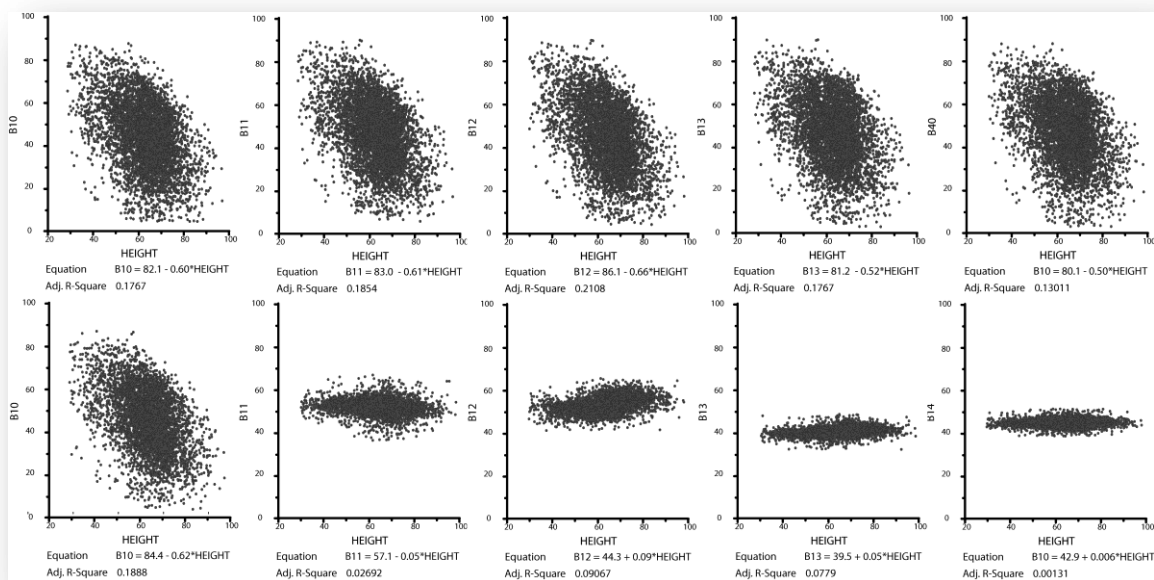


Figura 7.32. a) riflettanza bande ASTER TIR in funzione dell'altitudine (sopra). b) valori delle PC delle bande TIR in funzione dell'altitudine (sotto).

In **fig. 7.32b** sono invece graficati, sempre in funzione dell'altitudine, i valori dei singoli pixel delle 5 PC derivate delle altrettante bande TIR. La figura mostra come la dipendenza dall'altitudine si concentra esclusivamente nella PC1, la componente che rappresenta la massima correlazione tra le 5 bande TIR. Le altre PC non mostrano invece nessuna relazione con l'altitudine e di conseguenza mettendo in risalto i parametri legati alla composizione evidenziano le diverse litologie.

## 7.7 Conclusioni

L'approccio adottato nello studio dei dati satellitari multispettrali ASTER per la discriminazione litologica in un'area caratterizzata da un'alta energia di rilievo e affioramenti perlopiù coperti da vegetazione, patine di alterazione, neve, ghiaccio, acqua e nubi, ha mostrato risultati più che positivi. In particolar modo, l'isolamento dei pixel rocciosi per mezzo di una tecnica di mascheramento dedicata e sviluppata nell'ambito del presente studio, si è verificata essere un procedimento indispensabile per l'analisi di dati satellitari in un contesto complesso come quello della porzione sud-vergente della catena himalayana. La procedura adottata, limitando l'analisi alle sole superfici costituite da affioramenti rocciosi, ha consentito di facilitare la visualizzazione e l'interpretazione dei dati, aumentando inoltre la robustezza dell'analisi statistica (PCA e classificazioni).

La risposta spettrale dei leucograniti appartenenti al gruppo degli HHG, nelle immagini satellitari, si è rilevata essere costituita da un'associazione non lineare degli spettri puri di roccia e licheni. Più in generale, le rocce granitiche, costituendo un substrato acido, favoriscono la presenza di specie licheniche acidofile, che di conseguenza diventano diagnostiche della presenza di queste litologie. Gli assorbimenti caratteristici dei licheni, in associazione con quelli della muscovite, possono quindi essere utilizzati come un *proxy* per l'identificazione di leucograniti negli ambienti alpini delle medie latitudini.

Alla luce di queste osservazioni, le immagini ASTER sono state trasformate in rapporti tra bande (BR) e profondità relative di banda (BRD), centrati sulle figure spettrali più significative, emerse dall'analisi di minerali, campioni di rocce, superficie di alterazione e licheni. La composizione RGB dei rapporti tra bande 4/5, 6/8 e 7/6, diagnostici rispettivamente della presenza di licheni, calcite e muscovite si è rivelata

essere particolarmente efficace nella distinzione dei leucograniti a muscovite (BG) dalle rocce incassanti (calc-silicati della TSS; gneiss e migmatiti di HHC), in particolar modo nell'immagine estiva, dove il contributo dei licheni è nettamente predominante.

Tra tutti gli algoritmi applicati (BR, RBD e PCA), la composizione a falsi colori delle componenti principali PC6, 4 e 3, si è mostrata essere la più efficace nel distinguere le principali unità che affiorano nella scena analizzata. Gli autovettori delle PC considerate, correlando ciascuna componente al significato delle bande originarie, consentono di discriminare la presenza di muscovite, clorite e calcite che sono rispettivamente minerali diagnostici dei graniti dell'HHG, dei paragneiss del HHC e delle rocce calc-silicatiche del TSS.

Nonostante la bassa risoluzione spaziale e spettrale delle bande ASTER TIR, il rapporto 12/10 e la PCA si sono mostrati utili alla discriminazione tra rocce silicatiche (i.e HHG e HHC) e calc-silicatiche (TSS).

In conclusione, l'analisi delle immagini ASTER dell'area Himalayana ha consentito la scoperta e mappatura di un plutone granitico (Buraburi Granite – BG) di circa 110 Km<sup>2</sup> che mostra rapporti intrusivi sia con le unità superiori dell'HHC che con le sequenze inferiori della TSS (**fig. 7.33**). Le campagne di rilevamento geologico hanno quindi confermato i risultati del telerilevamento, dimostrando che i graniti Oligo-Miocenici (HHG) non si localizzano esclusivamente a letto del STDS.

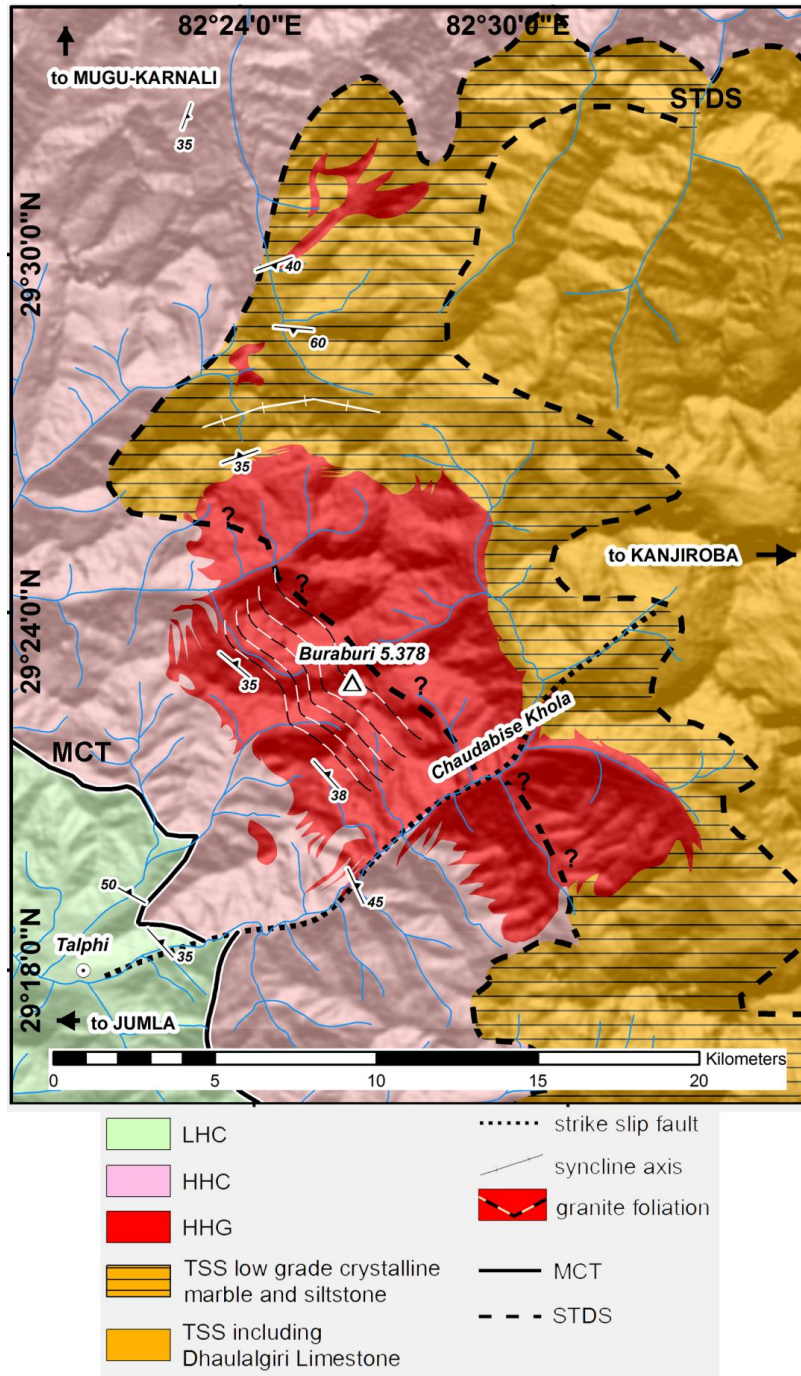


Figura 7.33. Carta geologica del BG e delle rocce incassanti (HHC, TSS), risultato delle analisi di telerilevamento, controllate a terra lungo un transetto nord-sud in cui si sono misurate le giaciture della foliazione nel BG e della scistosità in LHC, HHC, TSS inferiore.

7. Nepal occidentale (Himalaya)

## 8. Conclusioni

Gli studi in laboratorio della risposta spettrale di rocce e minerali nelle lunghezze d'onda dell'intervallo visibile - vicino/medio infrarosso congiuntamente alle analisi di immagini telerilevate, hanno mostrato di costituire un metodo non invasivo, veloce ed economico, a supporto della cartografia geologica di corpi granitoidi.

In particolare si sono state utilizzate delle immagini multispettrali ASTER, per la discriminazione di plutoni calc-alcalmi, in ambiente desertico a bassa energia di rilievo (Marocco – **capitolo 6**) e di leucograniti peraluminosi in un'area che contrariamente alla precedente è caratterizzata da un'elevata energia di rilievo ed affioramenti perlopiù coperti da vegetazione, patine di alterazione, neve e ghiaccio (Himalaya – **capitolo 7**).

Le analisi dell'area marocchina hanno portato alla distinzione di quattro plutoni di età Ediacariana, con composizioni molto simili e spesso coperti da patine di alterazione superficiale (i.e. vernice del deserto, minerali argillosi): quarzo-monzonite di Bou Gafer, monzonite di Oussilkane, granito di Arharrhiz ed granito di Igourdane. I caratteri distintivi che differenziano la risposta spettrale da satellite dei granitoidi analizzati sono per lo più legati ad effetti secondari, come la presenza di alterazioni idrotermali o superficiali (i.e. caolinitizzazione del K-feldspato, saussuritizzazione del plagioclasio, ossidi ed idrossidi che sostituiscono i minerali mafici, copertura non omogenea di vernice del deserto costituita da ossidi e minerali argillosi). Il confronto tra le firme spettrali di laboratorio misurate su campioni con quelle derivate dalla stessa immagine ASTER mostra che, nonostante i valori di riflettanza totale (albedo) e la profondità/forma dei picchi di assorbimento presentino delle discrepanze, le figure di assorbimento diagnostiche sono presenti in entrambe le misurazioni.

L'analisi della immagine ASTER è stata effettuata utilizzando composizioni a falsi colori di rapporti tra bande (BR) e classificazioni di tipo SAM e MLL. Per ottimizzare la scelta dei rapporti tra bande più adatti al riconoscimento delle litologie considerate è stata condotta un'analisi statistico-quantitativa sulle firme spettrali ricavate dall'immagine ASTER in zone a litologia nota e controllate a terra (ROI). Il procedimento, sviluppato nell'ambito della presente tesi di dottorato, è stato chiamato *Best Band Ratio* (BBR) (Massironi et al., 2008). Il BBR applicato alle firme spettrali dei plutoni calc-alcalmi nelle bande ASTER VNIR e SWIR, ha consentito di identificare la composizione RGB a falsi colori dei rapporti 5/7-6/1-4/9, come migliore

strumento per la loro reciproca distinzione. Questi rapporti evidenziano infatti le litologie con un elevato contenuto in minerali mafici, dominate dagli assorbimenti di Mg-OH (alto 5/7 – monzonite di Oussikane) e di  $Fe^{3+}$ - $Fe^{2+}$  (alto 6/1 – quarzo monzonite di BouGafer), da quelle caratterizzate dall'alta riflettanza dei minerali sialici come quarzo e feldspati (granito di Arharrhiz ed Igourdane).

L'analisi BBR delle bande ASTER TIR ha invece trovato particolarmente efficace la composizione RGB dei rapporti 14/12-14/10-13/14, che mettono in evidenza i massimi di Christiansen ed i minimi di restrahlen legati ai diversi silicati, presenti nei granitoidi in questione.

Le classificazioni delle bande ASTER VNIR e SWIR per mezzo dei metodi MML e SAM, si mostrano estremamente positivi nel caso in cui le classi si basano sulle firme, sia come valori assoluti che come distribuzione di probabilità, da ROI della stessa immagine ASTER. Al contrario, se le classi vengono scelte partendo dalle firme di laboratorio si arriva a risultati fuorvianti, dovuti alle diverse configurazioni dei sistemi di misurazione.

Per quanto riguarda l'analisi dell'area Himalayana, il principale risultato si è rivelato nella scoperta di un plutone leucogranitico affiorante su una superficie di 110Km<sup>2</sup> (Buraburi Granite - BG; latitudine 29°22' N – longitudine 82°26' E; **Bertoldi et al., 2011**). A tal fine l'isolamento dei pixel rocciosi per mezzo di una tecnica di mascheramento dedicata si è rivelata indispensabile.

Il confronto tra le firme spettrali di laboratorio misurate su superfici o sezioni di campioni con quelli della stessa immagine ASTER ha provato un particolare legame tra la risposta spettrale del BG nelle immagini satellitari e la presenza di licheni sulle superfici degli affioramenti. Rocce granitiche favoriscono infatti lo sviluppo di particolari specie di licheni, dette acidofile, che possono essere utilizzate come *proxy* per l'identificazione di graniti in contesti ambientali alpini. Nell'area Himalayana si sono utilizzate due diverse immagini ASTER, acquisite rispettivamente in estate ed in inverno, il cui confronto mostra quanto la stagionalità influenzi la qualità del dato spettrale. L'immagine estiva è infatti caratterizzata da un'atmosfera molto umida, il cui effetto permane anche dopo la correzione atmosferica, mentre l'immagine invernale è stata acquisita in condizioni di atmosfera molto limpida e quando la copertura lichenica era decisamente inferiore.

Le bande ASTER sono state analizzate applicando principalmente BR e BRD, centrati sulle figure spettrali più significative visibili nelle firme spettrali di laboratorio



di minerali, rocce, superficie di alterazione e licheni. La composizione RGB dei rapporti tra bande 4/5, 6/8 e 7/6, diagnostici rispettivamente della presenza di licheni, calcite e muscovite si è rivelata essere particolarmente efficace nella distinzione dei leucograniti a muscovite (BG) dalle rocce incassanti (calc-silicati della TSS; gneiss e migmatiti di HHC), in particolar modo nell'immagine estiva dove il contributo dei licheni è predominante.

Nonostante l'applicazione dei RBD sia teoricamente molto utile per evidenziare l'intensità di assorbimenti diagnostici di un particolare minerale o litologia (**e.g. Crowley et al., 1989**), nel contesto analizzato hanno mostrato di essere perlopiù inefficaci. Ciò è molto probabilmente legato alla sovrapposizione di più assorbimenti, come ad esempio quello in banda 5 dei licheni e in banda 6 della muscovite.

La composizione a falsi colori delle componenti principali PC6, 4 e 3, si è mostrata essere più particolarmente efficace nel distinguere le principali unità che affiorano nella scena analizzata. Gli autovettori delle PC considerate permettono inoltre di correlare ciascuna componente al significato delle bande originarie e quindi alla presenza di muscovite, clorite e calcite, minerali rispettivamente diagnostici dei graniti dell'HHG, dei paragneiss del HHC e delle rocce calc-silicatiche della TSS.

In conclusione, il presente studio ha rilevato come i dati multispettrali del sensore ASTER siano particolarmente indicati per la discriminazione e mappatura geologica di rocce granitoidi in contesti ambientali molto diversi. Sebbene le bande ASTER TIR siano spesso dominate dal rumore e con una risoluzione insufficiente agli obiettivi preposti, lo studio nelle lunghezze d'onda del VNIR-SWIR ha consentito di raggiungere risultati molto positivi. Questo intervallo dello spettro elettromagnetico è infatti caratterizzato dalla presenza di assorbimenti diagnostici sia di minerali primari (i.e. muscovite, biotite, pirosseni, anfiboli) che di ossidi ed idrossidi di Fe, Mg e minerali argillosi, legati alla presenza di vernice del deserto sulle superfici esposte agli agenti atmosferici (i.e. ematite, goethite), nonché di alterazioni idrotermali (i.e. clorite, caolinite, pirofillite, paragonite). Poiché le alterazioni dipendono principalmente dal grado di evoluzione magmatica e dalle caratteristiche tessiturali-mineralogiche, si riesce indirettamente a risalire alla tipologia di roccia indagata.

## 8. Conclusioni

## 9. Bibliografia

Abrams, M., Hook, S., & Ramachandran, B. (2002). ASTER User Handbook, v2: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. *Jet Propulsion Laboratory*, 135 pp.

Abrams, M.J., Brown, D., Lepley, L., & Sadowski, R. (1983). Remote sensing of porphyry copper deposits in southern Arizona: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 78(4), 591–604.

Aoya, M., Wallis, S. R., Kawakami, T., Lee, J., Wang, Y., & Maeda, H. (2006). The Malashan gneiss dome in south Tibet: comparative study with the Kangmar dome with special reference to kinematics of deformation and origin of associated granites. *Geological Society, London, Special Publications*, 268, 471-495.

Arita, K, Shiraishi, K. & Hayashi, D., (1984). Geology of western Nepal and a comparison with Kumaun, India. *Jour. Fac, Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV., Vol. 21(1)*, 1-20.

Baldrige, A.M., Hook, S.J., Grove, C.I., & Rivera, G., (2009). The ASTER spectral library version 2.0. *Remote Sensing of Environment*, 113, 711-715.

Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., & Lee, B., (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414, 738-742.

Bertoldi L., Massironi M., Visonà D., Carosi R., Montomoli C., Naletto G., Pelizzo M.G. (2010). Mapping the Buraburi granite in the Himalaya of Western Nepal: remote sensing analysis in a collisional belt with vegetation cover and extreme variation of topography. *Remote Sensing of Environments*. In press.

Burchfiel, C.B., Chen, Z., Hodges, K.V., Liu, Y., Royden, L.H., Deng, C., & Xu, J., (1992). The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen: Extension Contemporaneous with and Parallel to Shortening in a Collisional Mountain Belt. *Geological Society of America, Special Paper*, 269, 41 pp.

Burg, J.P., & Chen, G.M., (1984). Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, 311, 219-223.

Carosi, R., Lombardo, B., Molli, G., Musumeci, G., & Pertusati P.C., (1998). The South Tibetan Detachment System in the Rongbuk valley, Everest region. Deformation and geological implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 16, 299-311.

Carosi, R., Montomoli, C., & Visonà, D., (2007). A structural transect in the Lower Dolpo: Insights on the tectonic evolution of Western Nepal. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 407–423.

Carosi, R., Montomoli, C., Rubatto, D., & Visonà, D., (2010). Late Oligocene high-temperature shear zones in the core of the Higher Himalayan Crystallines (Lower Dolpo, western Nepal). *Tectonics*, 29.

Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Howard, D. A., Lane, M. D., Piatek, J. L., Ruff, S.W., & Stefanov, W.L., (2000). A thermal emission spectral library of rock-forming minerals. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 105, 9735-9739.

Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A.J., King, T.V.V., & Calvin, W.M., (1993), The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns. *U.S. Geological Survey Open File Report 93-592*, 1340 pp.

Clark, R. L., Swayze, G. A., Wise, R., Livo, K. E., Hoefen, T., Kokaly, R. F., et al. (2007). USGS - Digital Spectral Library: splib06a. *U.S. Geological Survey*.

Colchen, M., Le Fort, P., & Pêcher, A., (1986). In: Recherches géologiques dans l'Himalaya du Nepal Annapurna Manaslu, Ganesh. In: *Edition du C.N.R.S*, 136 pp.

Cooley, T., Anderson, G.P., Felde, G.W., Hoke, M.L., Ratkowski, A.J., Chetwynd, J.H., Gardner, J.A., Adler-Golden, S.M., Matthew, M.W., Berk, A.; Bernstein, L.S., Acharya, P.K., Miller, D., & Lewis, P., (2002). *Geoscience and Remote Sensing Symposium. IGARSS '02*, 3, 1414 – 1418.

Cordier, P., & Doukhan, J.C., (1991). Water speciation in quartz; a near infrared study. *Amer. Mineral.*, 76, 361–369.

Cottle, J.M., Jessup, M.J., Newell, D.L., Searle, M.P., Law, R.D., & Horstwood, M.S.A., (2007). Structural insights into the early stages of exhumation along an orogen-scale detachment: The South Tibetan Detachment System, Dzaka Chu section, Eastern Himalaya. *Journal of Structural Geology*, 29, 1781-1797.

Crouzet, C., Dunkl, I., Paudel, L., Arkai, P., Rainer, T.M., Balogh, K., & Appel, E., (2007). Temperature and age constraints on the metamorphism of the Tethyan Himalaya in Central Nepal: A multidisciplinary approach. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(1), 113-130.

Crowley, J.K., Brickey, D.W., & Rowan, L.C., 1989. Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: mineral discrimination using relative absorption-band-depth images. *Rem. Sens. Environ.*, 29, 121–134.

De Celles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., LaReau, B., & Spurlin, M., (2000). Tectonic implications of U–Pb zircon ages of the Himalayan Orogenic Belt in Nepal. *Science*, 288, 497–499.

Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S.M.F., & Sonet, J., (1986). The Four Plutonic Belts of the Transhimalaya-Himalaya: a Chemical, Mineralogical, Isotopic, and Chronological Synthesis along a Tibet-Nepal Section. *Journal of Petrology*, 27(1), 219–250.

Dèzes, P., (1999). Under the Title "Tectonic and metamorphic Evolution of the Central Himalayan Domain in Southeast Zaskar (Kashmir, India). *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 32.

Duke, E.F., (1995). Contrasting scales of element mobility in metamorphic rocks near Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107, 274–285.

Edwards, M.A., & Harrison, T.M., (1997). When did the roof collapse? Late Miocene N-S extension in the High Himalaya revealed by Th-Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. *Geology*, 25, 543–546.

Ehlers, M., (1991). Multisensor image fusion techniques in remote sensing. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 46(1), 19–30.

Ekstrand, S., (1996). Landsat-TM based forest damage assessment: Correction for topographic effects. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 62, 151–161.

Elachi C. & Van Zyl J., (2006). Introduction to the physics and techniques of remote sensing. *Hoboken, N.J. Wiley*, 552pp.

Frank, W., & Fuchs, G.R., (1970). Geological investigations in west Nepal and their significance for the geology of the Himalayas. *Geologische Rundschau*, 59, p. 552–580.

Fraser, G., Worley, B., & Sandiford, M., (2000). High-precision geothermobarometry across the High Himalayan metamorphic sequence, Langtang Valley, Nepal. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 665–681.

Fuchs, G., 1964. Beitrag zur Kenntnis des Paläozoikums und Mesozoikums der tibetischen Zone in Dolpo (Nepal Himalaja). *Sonderabdruck aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1, 6–9.

Fuchs, G., (1967). Zum Bau des Himalaya. *Denkschr. Osterr. Akad. Wiss., math.-naturw.*, 113, 1–211.

Fuchs, G., (1973). Geological map of the Dailekh-Jumla-Galwa Region. *Vienna, Geologische Bundesanstalt*.

Fuchs, G., (1973/74). On the Geology of the Karnali and Dolpo Regions, West Nepal, *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 66-67, 21-32.

Fuchs, G., (1977). The geology of the Karnali and Dolpo regions, Western Nepal. *Jahrb. Geol. Bundesanst. Band*, 120(2) 165–217.

Fuchs, G. & Frank, W., (1970). The geology of west Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 18, 103 pp.

Fuchs, G., & Poudel, L.P., (1998). Note on the Tethyan sedimentary series of the Manaslu region (northern Nepal). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 141, 45-50.

Fujisada, H., 1995, Design and performance of ASTER instrument, in Fujisada, H., and Sweeting, M.N., eds., *Advanced and next-generation satellites: International Society Optical Engineering*, v. 2583, p. 16–25.

Fung, T. & Siu, W.L. (2000). Environmental quality and its changes, an analysis using NDVI. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 305-1334.

Gansser, A., (1964). Geology of the Himalayas. *Interscience Publishers, London*, 289 pp.

Garzanti, E., (1999). Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. *Journal of Asian Earth Science*, 17, 805–827.

Garzanti, E., Gorza, M., Martellini, L., & Nicora, A., (1994). Transition from diagenesis to metamorphism in the Paleozoic to Mesozoic succession of the Dolpo-Manang Synclinorium and Thakkola Graben (Nepal Tethys Himalaya). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 87(2), 613–632.

Guillot, S., Hodges, K.P., Le Fort, P., & Pêcher, A., (1995). New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: evidence for episodic tectonic denudation in the central Himalaya. Reply to comment by T.M. Harrison & K.I. Mahon. *Geology*, 23.

Hagen, T., (1969). Report on the geological survey of Nepal Preliminary reconnaissance. *Zurich Memoires de la Societe Helvetique des Sciences Naturelles LXXXVI/1*, 185pp.

Hapke, B., (1993). Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy. *Cambridge Univ. Press, New York*.

Harrison, T.M., Ryerson, F.J., Le Fort, P., Yin A., Lovera, O.M., & Catlos, E.J., (1997). A late Miocene origin for the central Himalayan inverted metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, E1–E7.

Hewson, R.D., Cudahy, T.J., & Huntington, J.F., (2001). Geologic and alteration mapping at Mt Fitton, South Australia, using ASTER satellite-borne data. *International Geosciences and Remote Sensing Symposium 2*, 724–726

Hodges, K. V., (2000). Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 324-350.

Hunt, G.R., (1979). Near-infrared (1.3-2.4  $\mu\text{m}$ ) spectra of alteration minerals – Potential for use in remote sensing. *Geophysics*, 44(12), 1974-1976.

Jacquemoud, S., & Baret, F. (1990). PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra. *Remote Sensing of Environment*, 34, 75-91.

Korb, A. R., Dybwad, P., Wadsworth, W. and Salisbury, J. W., (1996). Portable Fourier transform infrared spectroradiometer for field measurements of radiance and emissivity. *Appl. Opt.* 35, 1679–1692.

Kruse, F. A., Lefkoff, A. B., Boardman, J. B., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J., and Goetz, A. F. H., (1993). The Spectral Image Processing System (SIPS) – Interactive Visualization and Analysis of Imaging Spectrometer Data. *Remote Sensing of Environment, Special issue on AVIRIS*, 44, 145-163.

Law, RD, Searle, M.P., & Godin, L., (2006). Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones. *Geological Society London, Special Publications*, 268.

Le Fort, P., (1975). Himalaya: the collided range. *American Journal of Science*, 275(A), 1–44.

Le Fort, P., (1981). Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *Journal of Geophysical Research*, 86(10), 545-568.

Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France, C., Sheppard, S. M. F., Upreti, B. N., & Vidal, P., (1987). Crustal generation of Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134, 39-57.

Leech, M.L., (2008). Does the Karakoram fault interrupt mid-crustal channel flow in the western Himalaya?. *Earth and Planetary Science Letters*, 276, 314–322.

Liu, G., & Einsele, G., (1994). Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalaya. *Geologischen Rundschau*, 83, 32-61.

Mars, J.C. & Rowan, L.C., (2006). Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission

and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2(3), 161–186.

Massironi, M., Bertoldi, L., Calafa, P., Visonà, D., Bistacchi, A., Giardino, C., & Schiavo, A., (2008). Interpretation and processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Saghro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geosphere*, 4, 736-759.

McCubbin, I., Green, R., Lang, H. & Roberts, D. (1998). Mineral Mapping Using Partial Unmixing at Ray Mine, AZ. *Summaries of the 8th JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication, 97*.

Mishra, V.D., Sharma, J.K., Singhl, K., Thakur<sup>1</sup>, N.K., & Kumar<sup>1</sup>, M., (2009). Assessment of different topographic corrections in Waifs satellite imagery of Himalaya terrain. *J. Earth Syst. Sci.*, 118(1), 11–26.

Murphy, M.A., & Copeland, P., (2005). Transtensional deformation in the central Himalaya and its role in accommodating growth of the Himalayan orogen. *Tectonics*, 24.

Murphy, M., and Harrison, T.M., (1999). Relationship between leucogranites and the Qomolangma detachment in the Rongbuk valley, south Tibet. *Geology*, 27, 831–834.

Murphy, M.A., Yin, A., Kapp, P., Harrison, T.M., Manning, C.E., Ryerson, F.J., Ding, L., & Guo, J., (2002). Structural evolution of the Gurla Mandhata detachment system, southwest Tibet: Implications for the eastward extent of the Karakoram fault system. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 428-447.

Nicodemus, F.E., (1965). Directional Reflectance and Emissivity of an Opaque Surface. *Appl. Opt.*, 4, 767-773.

Parrish, R.R., & Hodges, K., (1996). Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 904–911.

Pontual, S., Merry, N., & Gamson, P., (1997). Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration.

*G-MEX Manuals*, Victoria, Australia (AusSpec International).

Riano, D., Chuvieco, E., Salas, J., & Aguado, I., (2003). Assessment of different topographic corrections in Landsat-TM data for mapping vegetation types. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 41(5), 1056–1061.

Richter, R., (1997). Correction of atmospheric and topographic effects for high spatial resolution satellite imagery. *Int. J. Remote Sens.*, 18, 1099–1111.



Rowan, L.C., & Mars, J.C., (2003). Lithological mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84, 350–366.

Rowan, L.C., Mars, J.C., & Simpson, C.J., (2005). Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *Remote Sensing of Environment*, 99(1-2), 105-126

Ruitenbeek, V., Debba, P., van der Meer, F.D., Cudahy, T., van der Meijde, M., & Hale, M., (2006). Mapping white micas and their absorption wavelengths using hyperspectral band ratios. *Remote Sensing of Environment*, 102(3-4), 211-222.

Salisbury, J. W., Wald, A., & D'Aria, D. M., (1994). Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law 1. Laboratory measurements. *Jour. of Geophysical Research*, 99(11), 897-911.

Scheidt, S., Ramsey, M., & Lancaster, N., (2008). Radiometric normalization and image mosaic generation of ASTER thermal infrared data: An application to extensive sand sheets and dune fields. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 920-933.

Searle, M.P., & Godin, L., (2003). The South Tibetan detachment and the Manaslu leucogranite: A structural reinterpretation and restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal. *Journal of Geology*, 111, 505-523.

Searle, M.P., Parrish, R.R., Hodges, K.V., Hurford, A., Ayres, M. W., & Whitehouse, M. J., (1997). Shisha Pangma Leucogranite, South Tibetan Himalaya: Field Relations, Geochemistry, Age, Origin, and Emplacement. *The Journal of Geology*, 105, 295–317.

Singh, A., & Harrison, A., (1985). Standardized Principal Components. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 883-96.

Smith, J.A, Lin, T.L., & Ranson, K.J., (1980). The Lambertian Assumption and Landsat Data; Photogramm. *Eng. Remote Sens.*, 46(9), 1183–1189.

Soenen, S.A., Peddle, D.R., & Coburn, C.A., (2005). A modified sun-canopy-sensor topographic correction in forested terrain. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, 2148–2159.

Upreti. B.N., (1999). An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya. *J. Asian Earth Sci.*, 17, 577–606.

Van der Meer, F., Vasquez-Torres, M., & Van Dijk, P.M., (1997). Spectral Characterization of Ophiolite Lithologies in the Troodos Ophiolite Complex of Cyprus

and its Potential in Prospecting for Massive Sulphide Deposits. *International Journal of Remote Sensing*, 18(6), 1245-1257.

Vedder, W., (1964). Correlations between infrared spectrum and chemical composition of mica. *Am. Mineral.*, 49, 736– 768.

Visonà, D., & Lombardo, B., (2002). Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest– Makalu region (Nepal–Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating?. *Lithos*, 62, 125–150.

Watanabe, H., & Matsuo, K., (2003). Rock type classification by multiband TIR of ASTER. *Geosci. J.*, 7(4), 347–358.

Watts, D.R., & Harris, N.B., (2005). Mapping granite and gneiss in domes along the North Himalayan antiform with ASTER SWIR band ratios. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 879–886.

Yamaguchi, Y., & Naito, C., (2003). Spectral indices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. *Int. J. Remote Sensing*, 24(22), 4311-4323.

## ALLEGATO A

MASSIRONI M., **BERTOLDI L.**, CALAFA P., VISONA D., BISTACCHI A., GIARDINO C., SCHIAVO A. (2008). *Interpretation and processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Saghro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco)*. *Geosphere* **4**, 736-759.



# Interpretation and processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Saghro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco)

Matteo Massironi\*

Luca Bertoldi

Paolo Calafa

Dario Visonà

*Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, via Giotto 1, 35137 Padova, Italy*

Andrea Bistacchi

*Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologiche, Università degli Studi di Milano-Bicocca, Italy*

Claudia Giardino

*CNR-IREA (Italian National Research Council-Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente), Milano, Italy*

Alessio Schiavo

*Land Technologies and Services (LTS) Srl., Treviso, Italy*

## ABSTRACT

Satellite remote sensing analysis is extensively used for geological mapping in arid regions. However, it is not considered readily applicable to the mapping of metamorphic and igneous terrains, where lithological contacts are less predictable. In this work, ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) data were used to clarify the geological framework of the Precambrian basement in the Saghro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco). The Saghro basement is composed of low-grade metasedimentary sequences of the Saghro Group (Cryogenian), intruded by calc-alkaline plutons of late Cryogenian age. These rocks are unconformably covered by volcanic to volcanoclastic series of Ediacaran age that are broadly coeval with granitoid plutons. All of these units are cut by a complex network of faults associated with hydrothermal fluid flows, which developed during and shortly after the emplacement of the volcanic rocks. The geological mapping of the Precambrian units was challenging in particular for the Ediacaran granitoid bodies, because they are characterized by very similar compositions and a widespread desert varnish coating. For this reason, a two-stage approach has been adopted. In the first step, false color composites, band ratios, and principal components

analyses on visible and near infrared (VNIR) and shortwave infrared (SWIR) bands were chosen and interpreted on the basis of the field and petrographic knowledge of the lithologies in order to detect major lithological contacts and mineralized faults. In the second step, a major effort was dedicated to the detection of granitoid plutons using both thermal infrared (TIR) and VNIR/SWIR data. The ASTER TIR bands were used to evaluate Reststrahlen and Christiansen effects in the granitoid rocks spectra, whereas VNIR/SWIR false color composite and ratio images were chosen directly on the basis of the granitoid spectra (derived from both spectrophotometric analyses of samples and selected sites in the ASTER image). Finally, spectral angle mapper (SAM) and supervised maximum-likelihood classifications (MLL) were carried out on VNIR/SWIR data, mainly to evaluate their potential for discriminating granitoid rocks.

The results have further demonstrated the value of ASTER data for geological mapping of basement units, particularly if the processing has been based on a detailed knowledge of the rock mineral assemblages. In addition, the analytical comparison of ASTER TIR and VNIR/SWIR data has demonstrated that the latter are very effective in the distinction of granitoids with very similar silica content, because they can be recognized by secondary effects related to their hydro-

thermal and surface alterations (K-feldspar kaolinitization, plagioclase saussuritization, substitution of mafic minerals with oxides, inhomogeneous desert varnish coating, and clay/oxide proportions).

**Keywords:** Remote sensing, geological mapping, granitoid rocks, Precambrian basement, Anti-Atlas.

## INTRODUCTION

Remote sensing by satellite images is frequently used for geological mapping in desert or semiarid lands, and numerous excellent results have been obtained for sedimentary sequences using Landsat data (Sgavetti et al., 1995; Lang, 1999, and references therein). In contrast, satellite remote sensing is not considered to be readily applicable to the mapping of metamorphic and igneous sequences because in such rocks, lithological contacts are less predictable, spectral features less defined, and thermal bands, sensitive to Si-O bonds, may lack adequate spatial resolution. Nevertheless, some outstanding results were recently obtained for such rocks using ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) and hyperspectral (e.g., Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer) data in mineral mapping projects (Rowan et al., 2000, 2003, 2005, 2006; Rowan and Mars, 2003; Hubbard and Crowley,

\*matteo.massironi@unipd.it

Interpretation of ASTER data for geological mapping and granitoids detection

2005; Mars and Rowan, 2006; Van Ruitenbeek et al., 2006, Hubbard et al., 2007). However, the detection of lithological or tectonic contacts, implying the detailed recognition of individual lithological units, is rarely attempted (Longhi et al., 2001; Watts et al., 2005).

In this work, begun within the Saghro basement geological mapping project (2003–2005) (Massironi et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007; Schiavo et al., 2007; El Boukhari et al., 2007) and continued afterward, ASTER-derived products were tested for mapping various metasedimentary, intrusive, and volcanic units. In particular, geological mapping of the Precambrian Saghro massif, composed of turbiditic metasediments and magmatic rocks, was achieved through integration of multispectral remote sensing analysis, petrographic studies,

and field observations. The remote sensing processing and interpretation was subdivided into two steps. During the first phase, false color composites, band ratios, and principal components analysis were applied to visible and near infrared and shortwave infrared (VNIR/SWIR) data to detect major lithological contacts and mineralized fault veins; the second step, based on both thermal infrared (TIR) and VNIR/SWIR data, was mainly focused on the recognition of diachronous granitoid bodies with very similar compositions.

**GEOLOGICAL FRAMEWORK**

The Precambrian Anti-Atlas belt developed during the Pan-African orogeny, when the West African craton collided with the northern active

continental margin (Saquaque et al., 1989; Hefferan et al., 1992, 2002; Ennih and Liégeois, 2001). Remnants of subducted oceanic lithosphere are preserved as a discontinuous ophiolitic suture (Bou Azzer and Sirwa massifs) along the Anti-Atlas major fault (Leblanc and Lancelot, 1980; Saquaque et al., 1989; Hefferan et al., 1992; El Boukhari et al., 1992).

The eastern Anti-Atlas includes the Jebel Saghro and Ougnat basement massifs, where Precambrian rocks crop out below the discordant Paleozoic to Mesozoic sedimentary cover (Fig. 1).

The Jebel Saghro massif is composed of Cryogenian metaturbiditic sequences interleaved with a few basalt flows (Saghro Group of Thomas et al., 2004). The metaturbidites are intruded and overlain by two magmatic suites

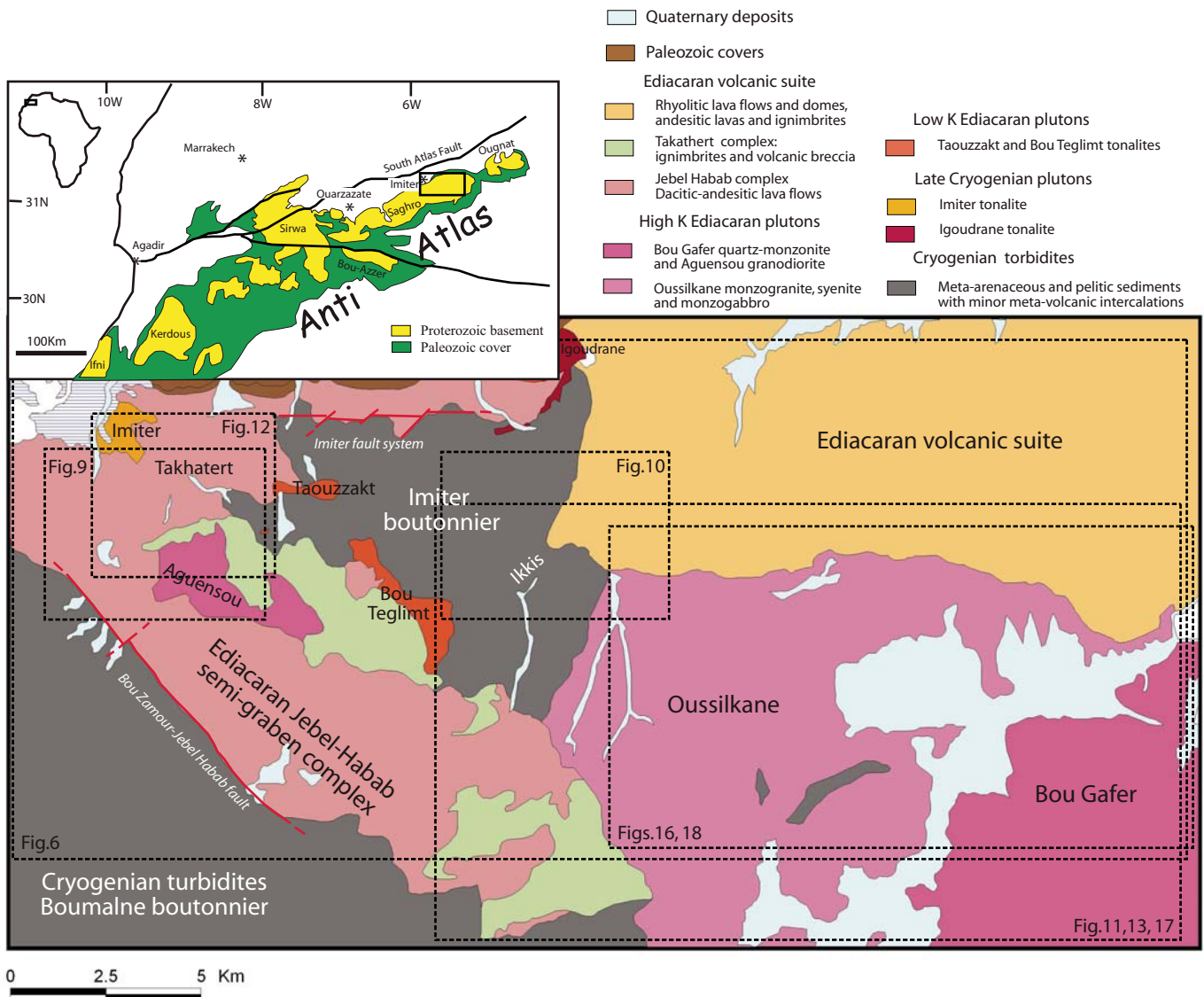


Figure 1. Geological sketch map of the Saghro area (modified after Hinderemeyer et al., 1977). Inset shows the Anti-Atlas belts.

related to the Pan-African volcanic arc (Ouarzazate Supergroup; Saquaque et al., 1992; Hefferan et al., 2000; Thomas et al., 2004; Fig. 1). The older suite is composed of calc-alkaline trondhjemitic intrusives (late Cryogenian), that in turn were exhumed and unconformably overlain by a younger magmatic suite composed of volcanic and volcanoclastic series (Ouarzazate Group) associated with broadly coeval plutonic to subvolcanic bodies with a low-K to high-K calc-alkaline composition (Ediacaran; Fig. 1).

The topography of the Saghro massif is characterized by some cliffs 2000–2100 m above undulating plateau areas ranging between 1650 and 1900 m in elevation. The higher reliefs are generally formed by thick volcanic and volcanoclastic sequences, whereas the metaturbidites and most of the plutonic bodies are confined to plateau areas. However, some plutonic bodies (Taouzzakt, Bou Teglimt, Arharrhiz) may constitute important exceptions, with peaks reaching 2000 m in elevation. In the following, the most important units are described from petrographic, stratigraphic, and structural points of view.

## Saghro Group

### Cryogenian metasediments

The lower Neoproterozoic turbiditic deposits consist of low-grade (greenschist facies), fine- to medium-grained metasediments, mainly represented by biotite-rich phyllites to metasandstones with centimetric biotite, sericite, quartz, and graphite layers with various amounts of plagioclase and quartz phenoclasts (Fig. 2A). Dikes, sills, and flows of metamorphosed picobasalts occur locally (Fekkek et al., 2001). The metasediments crop out in the Imiter and Boumalne “boutouniers” (as defined by Choubert, 1945, 1952), and were regionally folded during the Pan-African syncollision event involving ductile deformation (Ighid et al., 1989; Ouguir et al., 1994; Saquaque et al., 1992).

### Ouarzazate Supergroup

#### Late Cryogenian plutons

Two Cryogenian age plutons, the Imider and Tiboulkhirine, occur in the area. The Imider pluton has usually been attributed to the Eburnean (Hinderemeyer et al., 1977), but from the stratigraphic position (below the Ouarzazate basal conglomerates; Ediacaran), petrographic features and recent U/Pb ages on single zircons ( $675 \pm 13$  Ma; Mayer, *in* Massironi et al., 2007), it can be correlated with the Cryogenian pluton of Igoudrane that crops out just northeast of the study area (Fig. 1; U/Pb on zircon  $677 \pm 19$  Ma; Mayer, *in* Schiavo et al., 2007).

These plutons mainly consist of tonalites with traces of a low-grade metamorphism. As a whole they show a calc-alkaline low-K association (Fig. 3), i.e., abundant quartz, plagioclase frequently replaced by aggregates of epidote and sericite, K-feldspar, biotite replaced by chlorite, and clinopyroxene replaced by green hornblende.

#### Ediacaran volcanic suite

The Ediacaran volcanic and volcanoclastic suite does not display Pan-African folding and metamorphism and unconformably overlies the Cryogenian metasediments (Fig. 4A). The typical facies of this heterogeneous suite is related to volcanic activity between 570 and 545 Ma (U/Pb on zircon ages; Mifdal and Peucat, 1986; Cheilletz et al., 2002; Levesse et al., 2004; Massironi et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007; Schiavo et al., 2007; El Boukhari et al., 2007) that was first defined in the region of Ouarzazate (Ouarzazate Group; Choubert, 1945, 1952; Hinderemeyer, 1953; Boyer et al., 1978). This volcanic sequence displays high-K calc-alkaline to shoshonitic compositions and includes intermediate to acid lavas, domes, ignimbritic flows, reworked tuffs, and volcano-sedimentary deposits.

A rough subdivision of the Ouarzazate group limited to the Jebel Habab and Bou Zamour area is possible, distinguishing a basal sequence mainly composed of dacitic and andesitic flows (Jebel Habab dacitic-andesitic complex), and an upper sequence dominated by rhyolitic lavas and abundant ignimbrites (Takhater complex; Hinderemeyer et al., 1977; Massironi et al., 2007).

The lower andesites are porphyric rocks with phenocrysts of plagioclase altered to albite, sericite and epidote assemblage, brown hornblende, chloritized biotite, and uraltized clinopyroxene. The groundmass is composed of altered plagioclase, quartz, chlorite, sericite, and abundant opaque minerals. The rhyolitic ignimbrites are, in contrast, composed of quartz and feldspar phenocrysts in a cryptocrystalline matrix. The volcanic and volcanoclastic series in the eastern margin of the study area may be subdivided into several volcanic complexes (Schiavo et al., 2007), characterized by rhyolitic lavas, domes, and ignimbrites and andesitic flows and dikes.

#### Ediacaran plutons

The Ediacaran plutons belong to two calc-alkaline suites characterized by low-K and high-K compositions (Fig. 3). The most important low-K granitoids are the Taouzzakt and Bou Teglimt plutons, both intruded into the Cryogenian metasediments and dated as early Ediacaran ( $572 \pm 5$  Ma U/Pb on zircon; De Wall

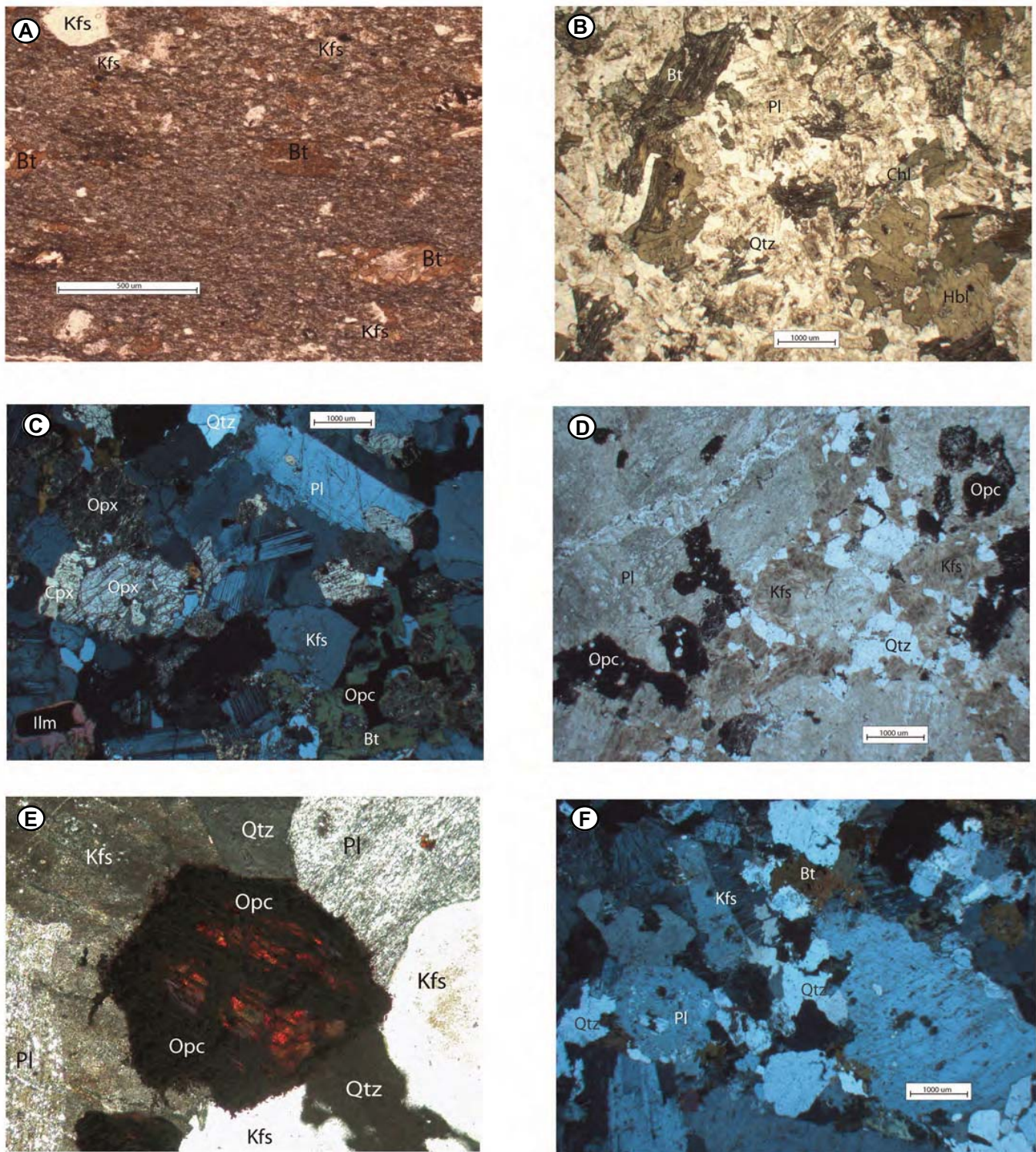
et al., 2001; Cheilletz et al., 2002; Levesse et al., 2004; Schiavo et al., 2007). They are mainly composed of tonalites and quartz diorites with a primary mineral assemblage of quartz, plagioclase, K-feldspar, clinopyroxene, biotite, hornblende (pseudomorph on clinopyroxene), and a secondary assemblage of albite, chlorite, epidote, sericite, calcite, and actinolite (Fig. 2B). Among accessory phases, opaque minerals are abundant.

Diachronous bodies with similar high-K calc-alkaline compositions crop out in a wide sector of the study area. The major bodies are the Oussilkane ( $596 \text{ Ma} \pm 20 \text{ Ma}$  U/Pb on zircon; Schiavo et al., 2007) and Bou Gafer plutons. The Oussilkane pluton is overlain by the Ediacaran volcanic suite and is in turn intruded by the two medium-sized Arharrhiz ( $571 \pm 22 \text{ Ma}$  U/Pb on zircon) and Igoudrane bodies (Fig. 4B) (Errami et al., 1999; Schiavo et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007). The Bou Gafer pluton intrudes the volcanic suite covering Oussilkane (Fig. 4C), but its stratigraphic relationship with both Arharrhiz and Igoudrane is not yet constrained (Schiavo et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007).

The Oussilkane pluton includes monzogabbros, monzonites, monzogranites, and syenite, representing a calc-alkaline high-K series that is more mafic with respect to the low-K granitoids (38.8% vs. 20% of mafic minerals), and is characterized by the presence of orthopyroxene (augite), clinopyroxenes (tremolite-actinolite series), biotite, and rare hornblende. In comparison with the low-K intrusives, these rocks are characterized by the relative abundance of K-feldspar with respect to plagioclase (17.8% in monzogabbro and/or monzodiorites, to 84% in syenite; Fig. 3) and by the presence of abundant pyroxenes (Fig. 2C).

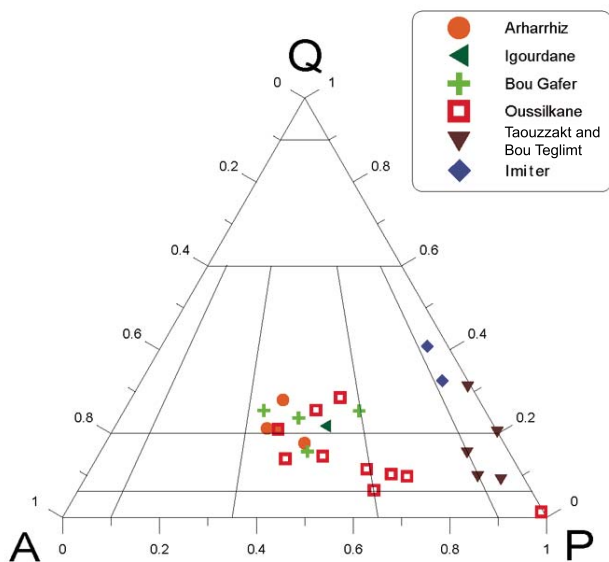
The Bou Gafer granitoid has a less variable modal composition than the Oussilkane pluton. It mainly consists of a quartz monzonite with K-feldspar (often with widespread clay alteration), plagioclase, quartz, pyroxenes often completely altered by opaque minerals, and chloritized biotite. In the study area the Bou Gafer quartz monzonite can usually be distinguished by its abundance of ilmenite, magnetite, and hematite (Figs. 2D, 2E). The Aguensou subvolcanic granodiorite, which is overlain by the Ediacaran volcanic series, can be ascribed to the same igneous suite.

The differentiated products of the Arharrhiz and Igoudrane granites can be distinguished from the other high-K granitoids by the albitic composition of the plagioclase and, particularly in the Arharrhiz granite, the lower abundance of mafic minerals (3%–4%), which for both plutons are mainly unaltered biotite and green hornblende (Fig. 2F).

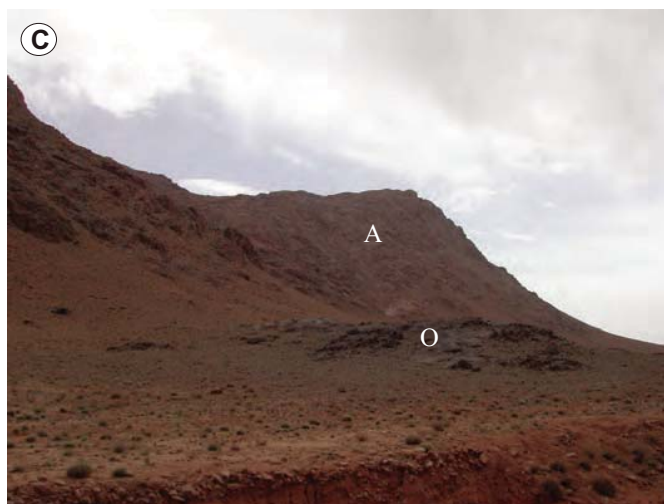
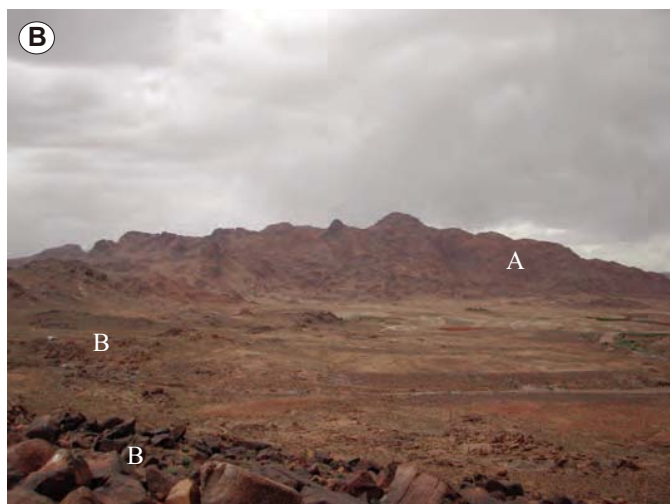
*Interpretation of ASTER data for geological mapping and granitoids detection*

**Figure 2.** Thin sections. (A) Cryogenian metaturbidites: note abundant biotite. (B) Taouzzakt tonalite (low-K series). (C) Oussilkane monzonite (cross-polarized light). (D) Bou Gafer quartz monzonite: note pseudomorphs of opaque minerals on replaced pyroxenes. (E) Mafic crystal altered by opaque mineral. Opaque alteration minerals form dusty intergrowths in which reddish shades of hematite are evident (20× enlargement). (F) Arharrhiz granite (cross-polarized light). Kfs—K-feldspar; Bt—biotite; Pl—plagioclase; Chl—chlorite; Qtz—quartz; Hbl—hornblende; Opx—orthopyroxene; Ilm—ilmenite; Opc—opaque mineral.





←  
**Figure 3. Modal analysis QAP (quartz-alkali feldspar-plagioclase feldspar) diagram of Cryogenian (Imider), Ediacaran low-K (Taouzzakt and Bou Teglimt) and high-K plutons (Oussilkane, Arharrhiz, Bou Gafer, Igourdane).**



**Figure 4. (A) Contact between Ediacaran upper volcanoclastic series (V) and Cryogenian metasediments (T) in Tirza-Ikkis area (see Fig. 10 for detailed location). (B) Ediacaran Arharrhiz granite (A); some outcrops of Bou Gafer quartz monzonite are also highlighted (B). (C) Intrusive contact between Arharrhiz granite (A) and Oussilkane monzonite (O); see Fig. 17 for detailed location).**

## Surface Alteration

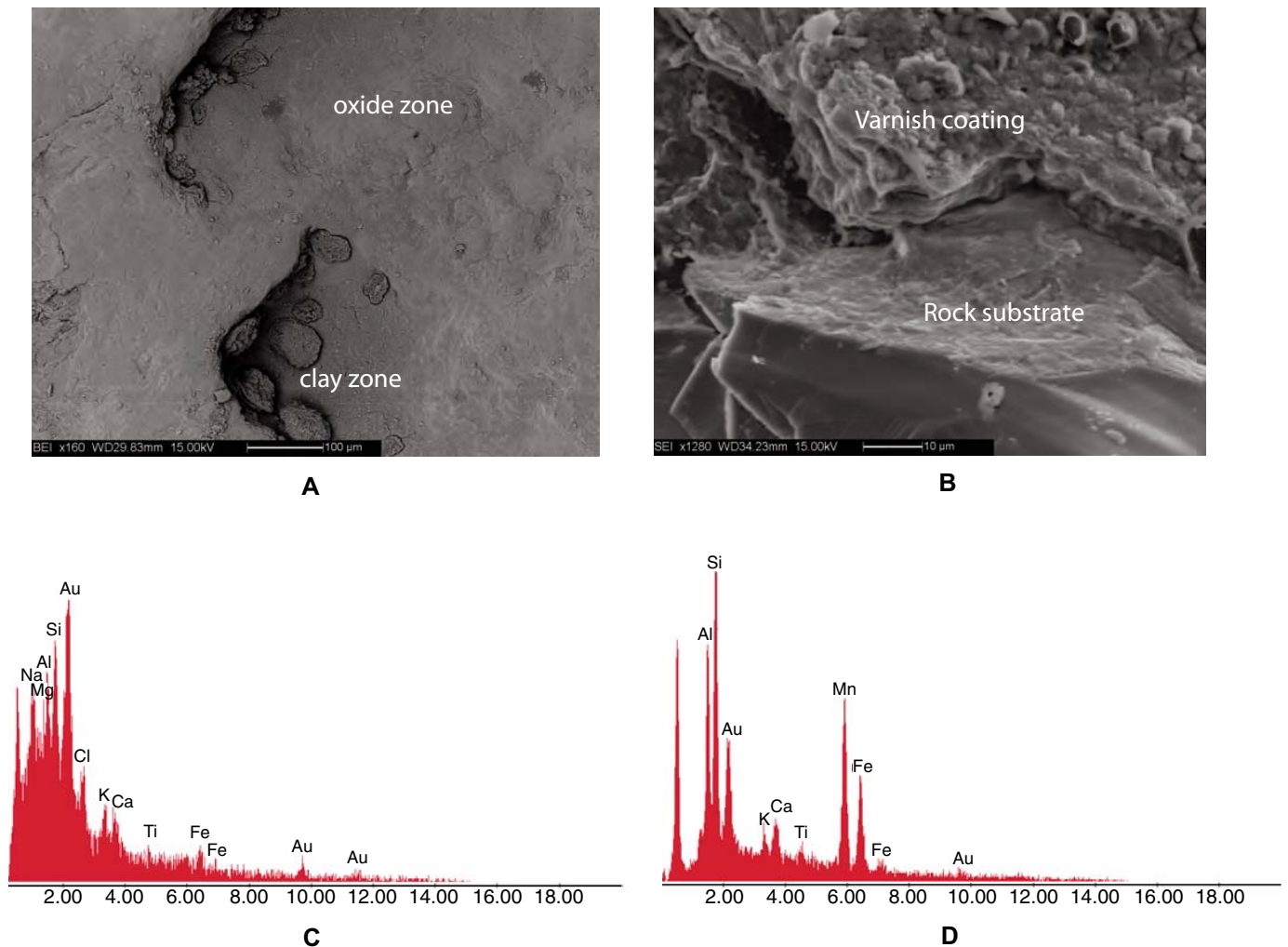
Despite their composition, all the outcrops are more or less coated by an arid-environment alteration patina, the mineral composition of which is a mixture of Fe/Mn oxides and clay minerals, similar to many other desert varnish coatings (e.g., Hooke et al., 1969; Potter and Rossman, 1977, 1979; Dorn and Oberlander, 1981; Rivard et al., 1992). Scanning electron microscope images of varnished rock surfaces show a coating film as thick as 10  $\mu\text{m}$  that consists of Si and Fe/Mn oxides arranged in laminae and is characterized by a sharp contact with the

underlying fresh rock (Fig. 5). Over this coating clays and salts are scattered in microdepressions. The varnish coating, which can mask the spectral response of the rock's mineral assemblages (Fig. 5), strongly depends on weathering and erosion characteristics modulated by rock mineralogy and texture (Rivard et al., 1992). The foliated metaturbidites are generally covered by a surface regolith composed of varnished platy-like slabs, detached from the bedrock. The final effect is a non-uniform varnish coating. In contrast, the volcanic sequences are generally massive and more uniformly covered by the alteration patina. Granitoids are more likely to

weather by granular disintegration, so that their varnish coating may be extremely variable and depends upon exposure to winds. Hence, desert varnish is widespread on the Oussilkane monzonite and less common on the more exposed rocks of the Arharrhiz and Taouzzakt bodies.

## Faults and Veins

The study area is transected by a pervasive network of strike-slip and normal faults, often associated with veins and spatially related to dikes (Cheilletz et al., 2002; Massironi et al., 2007; Dal Piaz et al., 2007; Schiavo et al., 2007).



**Figure 5.** (A) Backscattered scanning electron microscope (SEM) image of varnished rock surface. Two alteration zones can be recognized: the real varnish coating and a superimposed discontinuous layer of clays and salts, generally concentrated in microdepressions. (B) Secondary electron SEM image of monzonite sample (Oussilkane pluton). The contact between the rock surface (quartz crystal) and the varnish is sharp. The varnishes are composed of irregular and often discontinuous layers or lenses 10  $\mu\text{m}$  thick and oriented parallel to the rock surface. (C) Semiquantitative energy-dispersive spectrometry (EDS) spectra of clay zone show Na and Cl peaks that may be related to sodium chloride. Na, Ca, Mg, Fe, Al, and Si abundance are related to clay minerals. Au is derived from gold plating. (D) Semiquantitative EDS spectra of oxide zone showing peaks of Si, Mn, and Fe, the most abundant constituents of desert varnish. (Samples examined by SEM Camscan MX2500 operating at 20 kV and equipped with EDAX EDS for semiquantitative chemical analysis.)

Among the most important are (1) the east-west-trending fault system developed in the Imiter area and associated with a very important silver ore deposit (Cheilletz et al., 2002), and (2) the northwest-southeast Bou Zamour–Jebel Habab line, which is the tectonic boundary between the Cryogenian metasediments and a thick Ediacaran volcanic sequence filling an elongated half-graben structure (Fig. 1). In addition, minor northwest-southeast normal faults and a pervasive system of northeast to east-northeast dilational faults and veins developed in the study area (Fig. 6). Most of these faults were characterized by significant hydrothermal circulation, which occurred during and just after the volcanic activity in the Saghro area (Ighid et al., 1989; Ouguir et al., 1994; Cheilletz et al., 2002). Indeed, most of the northeast-southwest faults are associated with thick veins of hard quartz breccias with metallic mineralization and wide hydrothermal alteration halos in the hosting rocks. The mineralization is dominated by hematite found either as massive bodies associated with minor pyrite and chalcopyrite, or as a coating on fault surfaces (Figs. 7A, 7B). Kaolinite may locally occur at the mineralized vein borders. In the Imiter area the faults acted as preferred channels for deposition of the Ag-Hg sulfides of the large Imiter epithermal mine (Leistel and Qadrouci, 1991; Baroudi et al., 1999; Ouguir et al., 1994; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004). In most cases the hardened fault breccias appear in relief with respect to softer and more eroded host rocks (Figs. 7C, 7D).

After the Pan-African activity, several faults and veins were reworked. In particular, during

the Mesozoic continental rifting, some Jurassic dikes were intruded inside inherited deformation zones, whereas other faults, with evident strike-slip reactivation at the fault breccia boundaries, can be extended outside the Saghro Precambrian window, throughout the Paleozoic to Mesozoic sequences, suggesting some Alpine activity in the Atlas foreland (Massironi et al., 2007; Schiavo et al., 2007). Both Mesozoic and Alpine events have recently been proven by means of field analysis and fission track dating (Malusà et al., 2007).

#### REMOTE SENSING DETECTION OF THE MAJOR GEOLOGICAL UNITS AND MINERALIZED FAULT VEINS

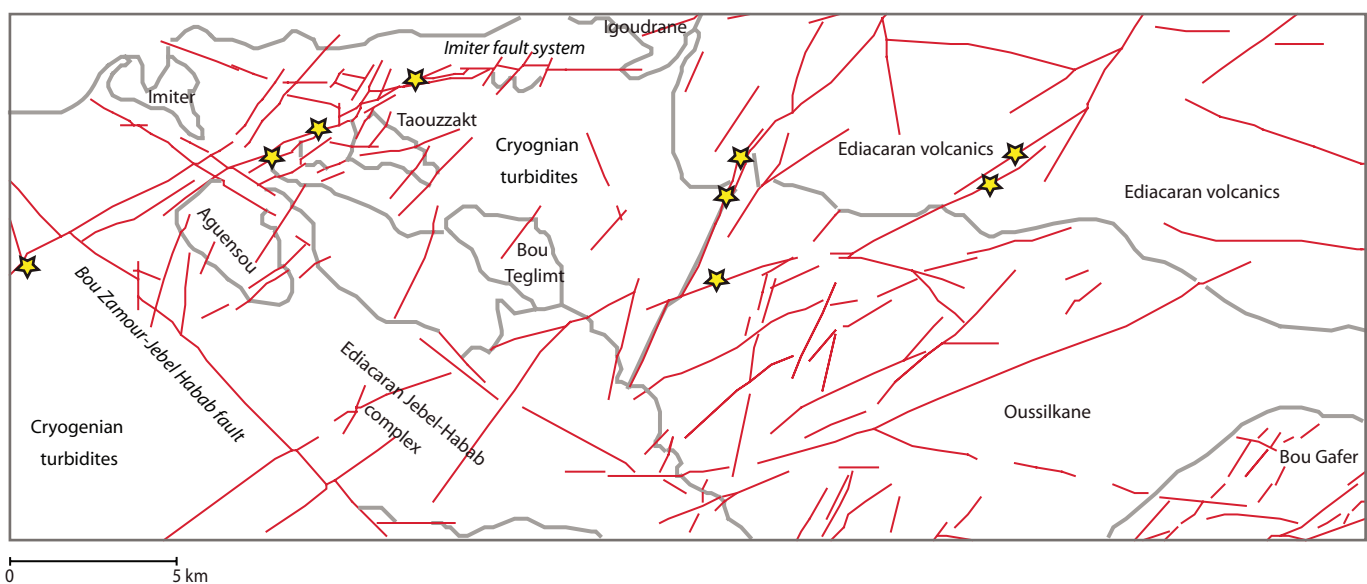
The remote sensing analysis was carried out using ENVI software on ASTER 1B data acquired on 14 May 2001. The ASTER optics are composed of a nadir-pointing multispectral sensor and a backward-pointing sensor. The nadir-pointing sensor acquires 14 channels subdivided as follows: 3 VNIR (15 m/pixel), 6 SWIR (30 m/pixel), 5 TIR (90 m/pixel; Yamaguchi et al., 1998; Abrams 2000; Table 1). The backward-pointing channel is centered in the near infrared corresponding to channel 3 of the nadir-pointing sensor (Yamaguchi et al., 1998).

The SWIR bands were first corrected for crosstalk effects in accordance with Hewson et al. (2005). The 14 bands were resampled at 15 m/pixel, coregistered, and orthorectified using the ASTER-derived digital elevation model (DEM). During the orthorectification process, nearest-neighbor resampling was preferred to bilinear

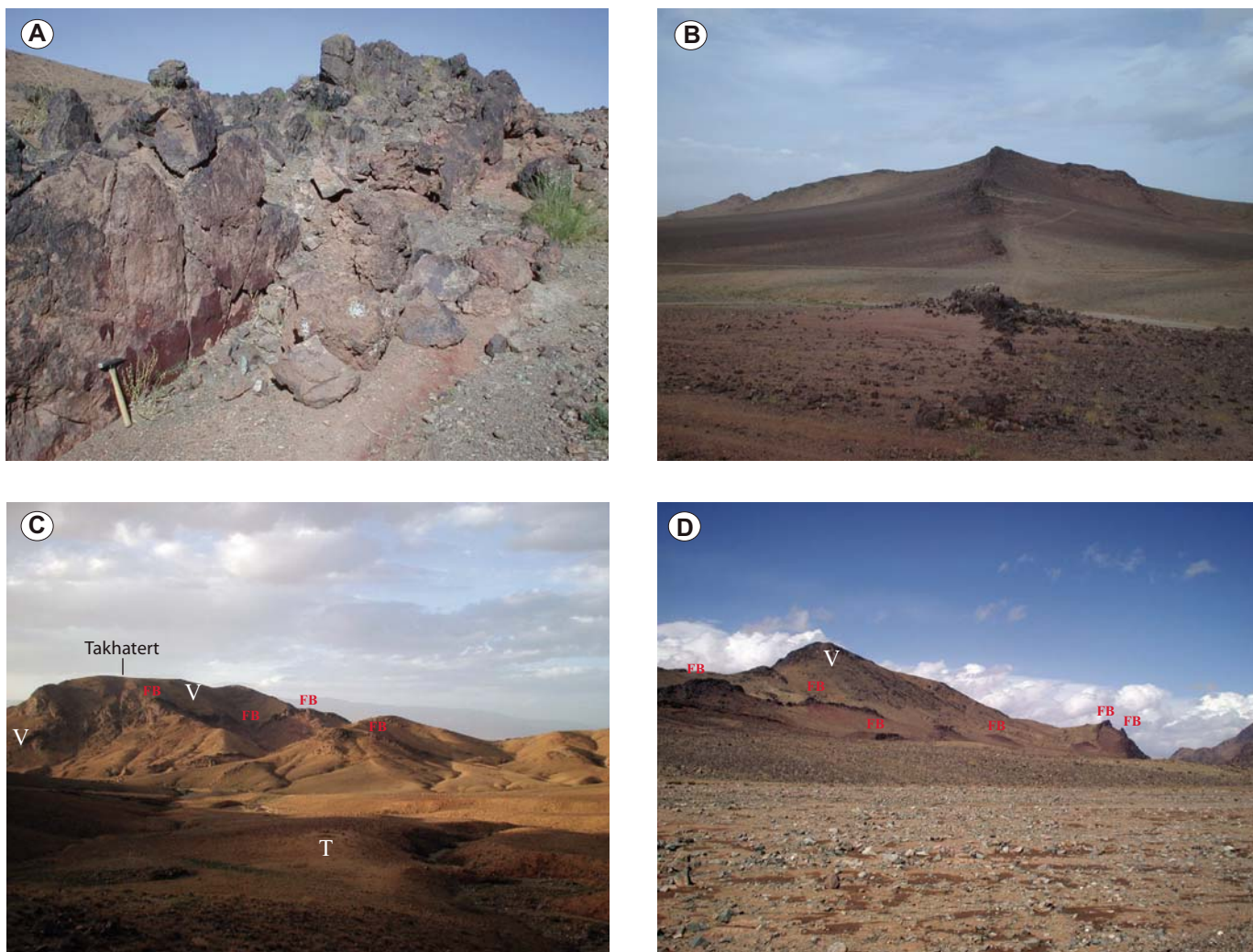
and cubic convolutions in order to better preserve the spectral information of the images. VNIR and SWIR ASTER data were converted into ground reflectance by correcting for the atmospheric effects. This was performed using the second simulation of a satellite signal in the solar spectrum (6S) code (Vermote et al., 1997). The 6S code was applied with standard atmospheric profiles, the desert aerosol model, and 100 km of visibility range, the latter selected in view of the very clear atmospheric conditions usually occurring in the area when no desert storms or clouds are present.

#### VNIR/SWIR False Color Composites

Geological interpretation of remotely sensed data is very effective when the ASTER 7-3-1 RGB (red-green-blue) false color composite is used. The choice of band 7 was made in order to highlight both the Al-OH absorption of white mica and clays and the Mg-OH absorptions of phyllosilicates, amphiboles, and epidote (Fig. 8). In fact, in the study area band 7 is highly correlated with both band 8 and band 6, in which Mg-OH and Al-OH absorptions are respectively centered (Table 2a). Band 1 is representative of charge transfer of Fe ions in phyllosilicates, amphiboles, pyroxenes, and ferric oxides (hematite and goethite) (Fig. 8). Fe crystal field absorption and high reflectance by vegetation cover are recorded by band 3. The 731 false color image clearly highlights the boundaries among Cryogenian turbiditic metasediments, Ediacaran andesites, and rhyodacitic sequences, and major intrusives are clearly distinguishable



**Figure 6.** Geological sketch of the study area in which faults have been highlighted; stars indicate mineralized fault breccias (location in Fig. 1).



**Figure 7.** (A) Fault rocks in the Tirza-Ikkis area are characterized by mineralized (mainly hematite) quartz fault breccias often bounded by sharp planes coated by hematite. (B) Massive hematite vein cutting Ediacaran volcanic series and the early Cryogenian metasediments of the Boumalne “boutonniere.” (C) The Tisidelt-Takhatert rhyolitic dome of the Ediacaran volcanoclastic series (V) is cut by mineralized faults (fault breccias, FB) in relief and overlies early Cryogenian metasediments (see Fig. 9 for detailed location). (D) Ediacaran volcanoclastic series cut by mineralized faults in relief (FB) in the Tirza-Ikkis area (see Fig. 10 for detailed location).

(Figs. 9 and 10). The turbidites, generally dominated by phyllosilicates, appear blue because they are characterized by a moderate reflectance in the visible wavelength and a relatively low reflectance in infrared wavelengths, particularly in relation to the OH absorption bands of biotite and chlorite (Mg-OH), and sericite (Al-OH). The volcanic suites show a high variability with dominant dark blue to magenta colors. The dark blue probably reflects the presence of andesites, which are characterized by hornblende, chloritized biotite, and abundant saussurite (sericite and epidote) in the matrix derived from alteration of plagioclase. Both the Al-OH and Mg-OH absorptions of these minerals lower the reflectance of ASTER bands in the short wavelength infrared. The magenta to reddish colors are due

to a variable content of chlorite in the rock or, more likely, of clays and nanocrystalline ferric oxides in the widespread alteration patina. The plutons have a variety of reddish colors, reflecting a higher reflectance in band 7 than in bands 3 and 1. In addition, different reddish colors among plutons may also be related to actual variations in the content of mafic minerals and altered feldspars and/or variable desert varnish coating.

#### VNIR/SWIR Band Ratios

As noted from the ASTER 7-3-1 false color composite, the major geological boundaries between turbidites, volcanic sequences, and the main intrusives are visible and well defined, as well as those of some minor intrusive bodies, but

many more features can be extracted using band ratios focused on specific absorptions. In this work RGB false color composites of ASTER ratios  $4/6-2/1-4/3$  and  $4/8-2/1-4/3$  were used (Figs. 9 and 10). The  $4/8$  ratio is important for highlighting the Mg-OH bond stretching of biotite, chlorite, epidote, and amphiboles (Fig. 8) that can be present inside Cryogenian turbidites and in variable percentages in volcanic and plutonic rocks. The  $4/6$  ratio was selected for detecting the Al-OH absorption of kaolinite and other clay minerals, which are alteration products of K-feldspar, and of sericite, typical of the saussuritic alteration of plagioclase. The  $2/1$  and  $4/3$  ratios were selected for the absorption bands due to Fe charge transfer and crystal field effects, respectively. In addition, the  $2/1$  ratio

TABLE 1. ASTER DATA BAND RANGES AND SPATIAL RESOLUTION

Subsystem	Band	Spectral range (μm)	Spatial resolution (m)
VNIR	1	0.52–0.60	15
	2	0.63–0.69	
	3	0.76–0.86	
	4	1.60–1.70	
SWIR	5	2.145–2.185	30
	6	2.185–2.225	
	7	2.235–2.285	
	8	2.295–2.365	
	9	2.36–2.43	
	10	8.125–8.475	
TIR	11	8.475–8.825	90
	12	8.925–9.275	
	13	10.25–10.95	
	14	10.95–11.65	

Note: References: Yamaguchi et al. (1998); Abrams (2000).  
 ASTER—Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer; VNIR—visible and near infrared; SWIR—shortwave infrared; TIR—thermal infrared.

can emphasize the S valence to conduction band gap of sulfurs. The final results of the use of these band ratios is that fault breccias, enriched in Fe oxides and associated with widespread hydrothermal alteration, were highlighted, and some barely visible boundaries between different volcanic sequences and between minor intrusives and volcanic rocks were detected (Figs. 9 and 10).

In the ASTER 4/8–2/1–4/3 color composite (Figs. 9C and 10C), the metaturbidites appear dark due to the abundance of biotite, with a light reddish color along pelitic layers probably due to enhanced absorption in band 8 of chlorite, epidote, and actinolite in fine-grained rocks. In addition, scattered green patches are probably related to hematite in the inhomogeneous desert varnish (regolith of varnished plate-like slabs). The volcanic sequences show green to cyan colors, primarily reflecting the strong and widespread desert varnish coating and secondarily the variable content of Fe present in hornblende, epidote, and opaque minerals. The plutons generally show a reddish magenta color that simultaneously reflects the Mg-OH absorptions of phyllosilicates, epidote, amphiboles, and the influence of Fe absorptions of the same mafic minerals or of their hematitic alteration (e.g., Aguensou Habab, Imider, Bou-Teglimt, and Oussilkane). The plutons locally show cyan-dominated patches, reflecting the dominant presence of hematite as an alteration of mafic minerals and/or in the desert varnish.

The false color composite 4/6–2/1–4/3 is best suited for the detection of hydrothermal alteration around mineralized veins. The veins display a typical cyan tonality in both the composite ratios, due to ferric oxides and sulfurs, but in the 4/6–2/1–4/3 they are also associated with whitish to pale yellow colors where kaolinitization induced by hydrothermal alteration is more developed (Fig. 9D). Because turbidites have colors similar to those displayed in the 4/8–2/1–4/3 image, the Al-OH absorption of sericite is comparable to that of the Mg-OH absorption of biotite, chlorite, and epidote. The same color of 4/8–2/1–4/3 is also displayed by the volcanic sequences, proving the strong contribution of desert varnish to the VNIR/SWIR reflectance of these rocks. In contrast, the plutonic rocks appear different in 4/6–2/1–4/3, with only a slight magenta tone superimposed on a dominant blue to cyan color (Figs. 9D and 10D). This characteristic color reflects a weak contribution of Al-OH absorption. This is not surprising because the granitoids that crop out in the study area are characterized by a virtual absence of white mica (see the Geological Framework), so that most of the Al-OH absorptions are related only to the kaolinite and/or saussurite derived by alteration of K-feldspars and plagioclase, respectively. This

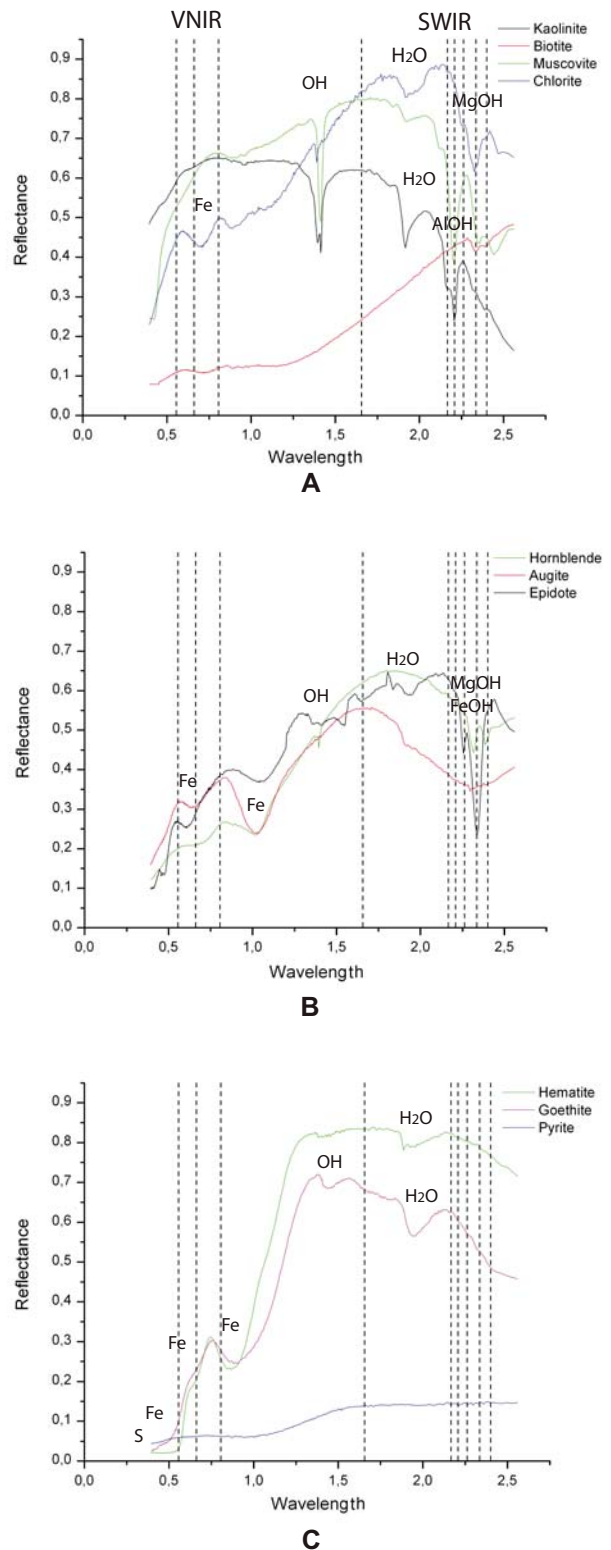


Figure 8. VNIR/SWIR (visible and near infrared, shortwave infrared) signatures of selected minerals versus ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) VNIR and SWIR central bands. (A) Chlorite, biotite, muscovite, kaolinite. (B) Hornblende, augite, epidote. (C) Goethite, hematite, pyrite (from Clark et al., 1990).

TABLE 2A. CORRELATION MATRIX OF THE ASTER DATA IN THE STUDY AREA

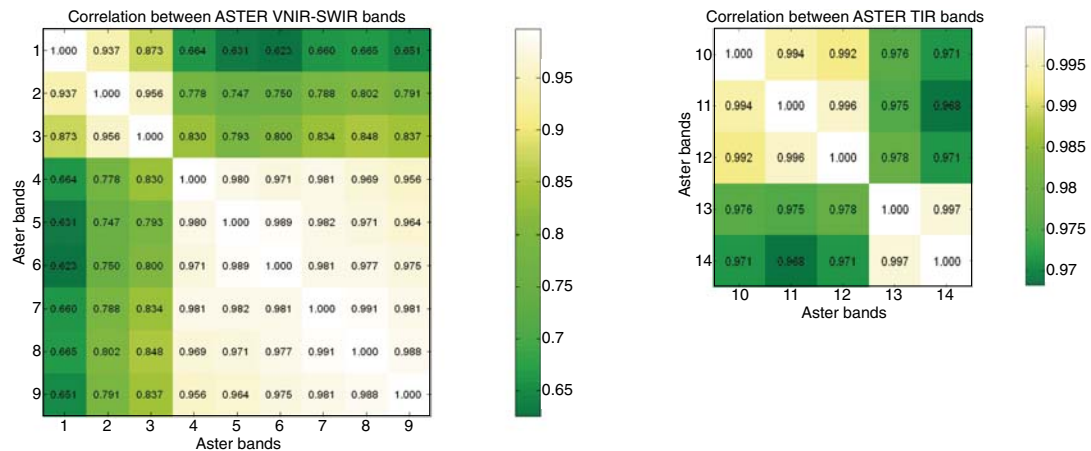
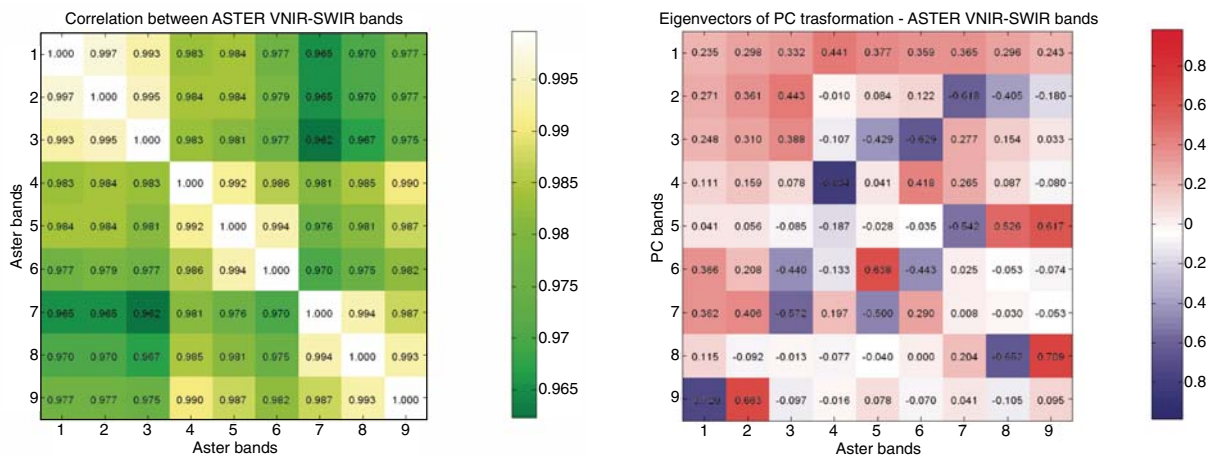


TABLE 2B. CORRELATION MATRIX AND EIGENVECTORS OF THE PRINCIPAL COMPONENTS ANALYSIS CALCULATED FOR THE FIRST NINE BANDS OF THE ENTIRE ASTER SCENE



hypothesis is further constrained by the relative band-depth image (RBD) for Al-OH absorption. The RBD elaboration is a ratio where the numerator is the sum of bands representing the shoulder of an absorption feature (in this case bands 5 and 7) and the denominator is the band nearest to the absorption peak (in this case band 6) (e.g., Crowley et al., 1989; Rowan and Mars, 2003). The result shows the highest concentration of Al-OH absorptions for high-K intrusions and, in particular, for the Oussilkane and Bou Gafer plutons, where feldspars are particularly altered (Fig. 11).

**Principal Components Analysis**

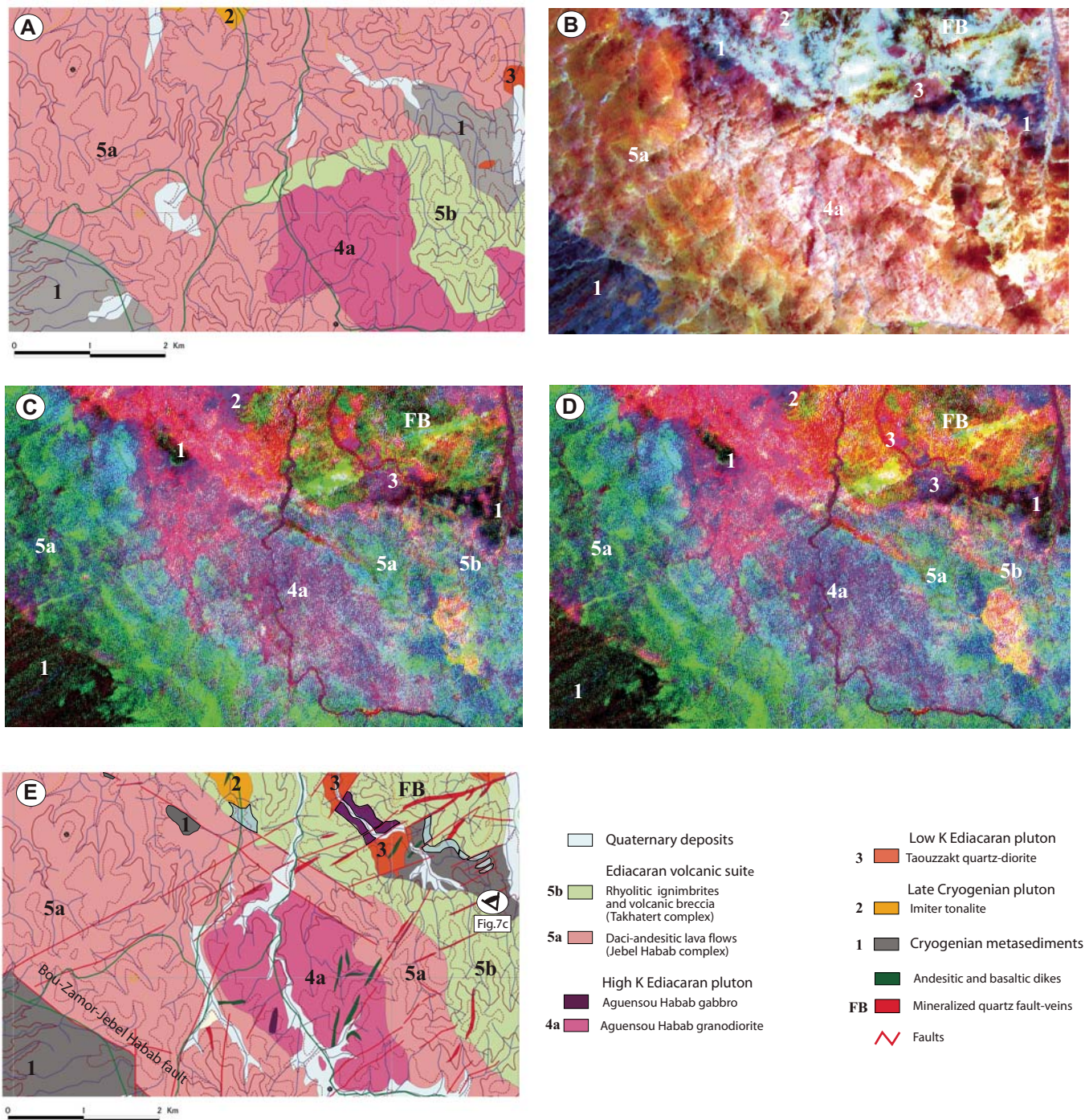
Principal components analysis (PC) has been applied to the whole scene, and the PC9, PC7, and PC2 bands were helpful for detecting veins and alteration halos associated with faults. In Table 2b the correlation matrix and PC eigen-

vectors are presented. PC9 is principally positively loaded by band 2 (+0.66) and negatively by band 1 (-0.72), and reflects the presence of hematite and sulfurs in fault breccias (pale gray to white in the image). In contrast, PC7 has a medium negative eigenvector for band 3 (-0.57), which is affected by the Fe crystal field effect, but has a medium positive one for band 1 (0.36), which reflects the stronger Fe charge transfer absorptions effects; consequently, mineralized veins are generally dark gray in the related image. PC2 is characterized by strong negative loading by band 7 (-0.62), which is located in a relative peak between OH absorptions, and medium positive loading by bands 2 and 3 (0.36 and 0.44, respectively); therefore veins are dark gray in the related image if mineralized and pale gray if associated with hydrothermal alteration and clay minerals. In the RGB composites of PC9-PC7-PC2, the mineralized veins are therefore outlined by a red to magenta color corre-

sponding to the variable content of kaolinite and hematite (Fig. 12).

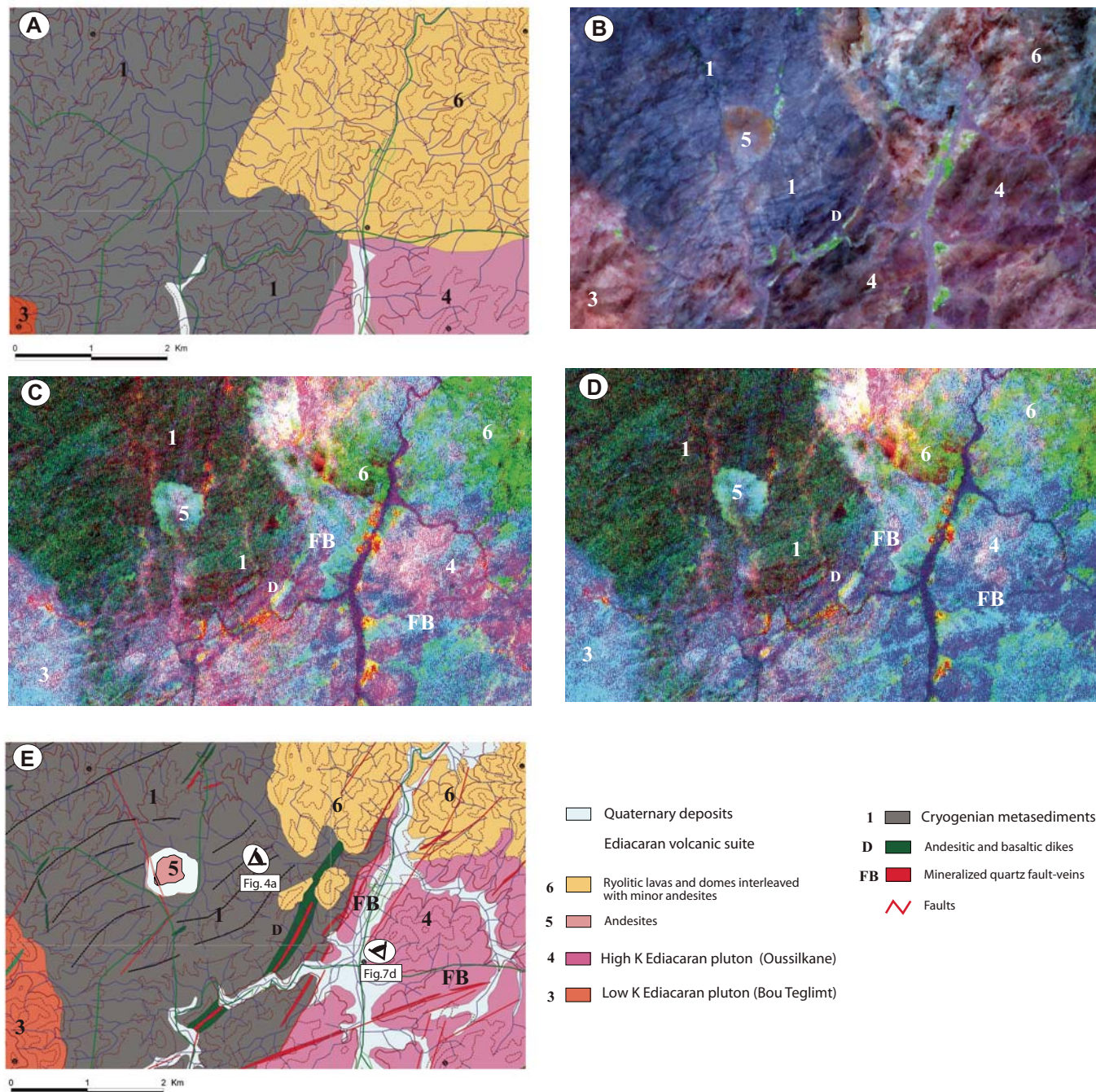
**REMOTE SENSING DETECTION OF THE EDIACARAN PLUTONS**

The Cryogenian and low-K Ediacaran granitoids that crop out in the Saghro massif are always bounded by volcanic and metaturbiditic rocks, so that their boundaries are clearly distinguishable using the procedures described in the previous section. In contrast, the high-K Ediacaran plutons (Oussilkane, Bou Gafer, Arharrhiz and Igorudane) are directly in contact with each other, hence specific image processing steps are needed. As can be clearly seen from the QAP (quartz-alkali feldspar-plagioclase feldspar) diagram of Figure 3, these plutons are very similar in composition, most of them having similar proportions of mafic minerals. Nonetheless, as already noted, they can differ in the mafic



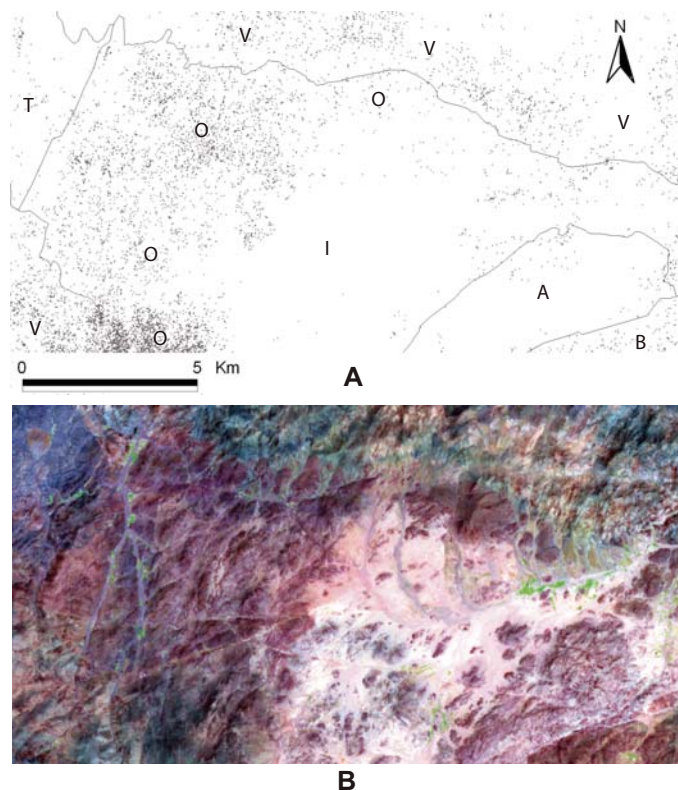
**Figure 9.** Remote sensing interpretation of the Tissidelt Takhatert–Bou Zamour area (location in Fig. 1). (A) Excerpt from the 1:200,000 geological map (redrawn after Hinderemeyer et al., 1977). (B) Saturation stretch of ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) 7-3-1 RGB (red-green-blue) false color composite. Cryogenian metaturbidites (1) boundaries are clearly visible; Imider tonalite (2) and Ediacaran low-K (3) granitoids are recognizable from surrounding rocks; mineralized faults (fault breccias, FB) are recognizable; boundaries between the Aguensou Habab high-K pluton (4a) with respect to the Ediacaran upper volcanoclastic series (5a) are unclear. (C) ASTER RGB ratio image 4/8–2/1–4/3; all objects delimited in ASTER false color composites are clearly detectable. In addition, the Aguensou Habab pluton is extremely well delimited by higher Mg-OH absorption, whereas the Ediacaran volcanoclastic series are dominated by the oxides of the alteration patina (green and cyan colors). (D) ASTER RGB ratio image 4/6–2/1–4/3: the mineralized fault-breccia (cyan) and the related alteration halos (yellow) are particularly evident, whereas the Al-OH absorptions associated with plutons are weak. (E) Final geological map resulting from remote sensing interpretation and field checks (some lithological units are too small to be distinguished only using remote sensing).

## Interpretation of ASTER data for geological mapping and granitoids detection



**Figure 10.** Remote sensing interpretation of the Tirza-Ikkis area (location in Fig. 1). (A) Excerpt from the 1:200,000 geological map (redrawn after Hinderemeyer et al., 1977). (B) ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) 7-3-1 RGB (red-green-blue) false color composites: boundaries between Cryogenic metasediments (1), Ediacaran Bou Teglimt tonalite (3), Upper Neoproterozoic volcanoclastic series (5, 6), and Oussilkane monzonites (4) are clearly visible and better delineated with respect to the existing geological map; in addition andesitic and basaltic dikes in metaturbidites are well highlighted (D). (C) ASTER RGB ratio-image 4/8-2/1-4/3; all objects delimited in the ASTER false color composites are clearly detectable; the only exception is andesitic dikes in metaturbidites. In addition, Late Neoproterozoic volcanic sequences (6) are easily recognized, assuming mainly greenish colors; intrusives (3, 4) and mineralized fault breccias (FB) become evident with blue to magenta and cyan colors, respectively. (D) ASTER RGB ratio-image 4/6-2/1-4/3 showing an Al-OH absorption of the Oussilkane monzonite slightly higher than the confining units. (E) Final geological map resulting from remote sensing interpretation and field checks.





**Figure 11. (A) Relative band-depth (RBD) image for Al-OH absorption (6) showing the highest concentration of Al-OH absorptions for Oussilkane and Bou Gafer plutons. (B) RGB (red-green-blue) 731 false color composite of the same area as A.**

phases, the degree of hydrothermal alteration, and the surface alteration patina. The following paragraphs describe the image processing and results obtained using the TIR and VNIR/SWIR ASTER bands with the specific aim of mapping high-K Ediacaran plutons.

#### TIR Data Analysis

Despite their low resolution (90 m), the thermal infrared data are generally considered the most appropriate for identifying granitoid rocks (e.g., Sabins, 1996; Drury, 1997; Hook et al., 1999) because TIR spectra are only weakly disturbed by the desert varnish, which can have a detectable influence only if dominated by clay minerals (Salisbury and D'Aria, 1992; Christensen and Harrison, 1993). Spectra of granitoid rocks and silicates characteristically show a broad emission minimum (Reststrahlen band) in the 8.5–14  $\mu\text{m}$  interval (Si-O stretching region), and a well-defined maximum (Christensen frequency peak) in the 7–9  $\mu\text{m}$  interval. The position and depths of both the Reststrahlen and Christensen features vary according to the quartz content. In particular, the location of both

the Christiansen maximum and the Reststrahlen minimum migrate to longer wavelengths as mineral and rocks become more mafic (Hunt, 1980; Salisbury and D'Aria, 1992; Sabine et al., 1994; Hook et al., 1999). As expected, the spectral signatures derived from the ASTER thermal bands, on sites of well-constrained lithological attribution, show similar trends for all the high-K plutons and generally higher emission by the more mafic ones (Oussilkane and Bou Gafer) (Fig. 13A). The Arharrhiz granite is characterized by a higher slope between band 13 and the other bands, where the Reststrahlen minimum is likely to be located. In contrast, the mafic Oussilkane pluton shows higher emissions at lower wavelengths (bands 10, 11, 12), probably influenced by the Christiansen maximum and the shifting toward longer wavelengths of the Reststrahlen minimum (Fig. 13A). So the 14–13–10 false color composite was chosen, and since all ASTER thermal bands are highly correlated (Table 2a), a decorrelation stretch was applied. The result clearly highlights the Arharrhiz granite in orange-yellowish colors (emission minima involving band 10) and the Oussilkane monzonite in a blue color (higher emission in band

10 in comparison with the other plutons). The Bou Gafer and Igourdane bodies are not well defined, though the common orange tonality of these plutons may indicate their intermediate composition, between the Arharrhiz granite and the Oussilkane monzonites (Fig. 13B).

Thermal band ratios were selected through a quantitative analysis of the spectral signatures directly derived from the ASTER image on sites of known lithology. The analysis was achieved in the following steps (Table 3a).

1. All the absolute differences between bands were calculated for each granitoid.

2. For each difference of step 1, the absolute differences between granitoids were calculated. Steps 1 and 2 can be summarized with the following simple formula:

$$\left| |b_{xg1} - b_{yg1}| - |b_{xg2} - b_{yg2}| \right|, \quad (1)$$

where  $b_{xgn}$  and  $b_{ygn}$  are reflectance values of a given couple of bands related to the specific granitoid  $gn$ .

3. For each pluton, all the minimum values among the differences obtained in step 2 were selected; these values indicate the potential for each band couple to discriminate a specific pluton, the highest minimum differences indicating the best band ratios for this purpose.

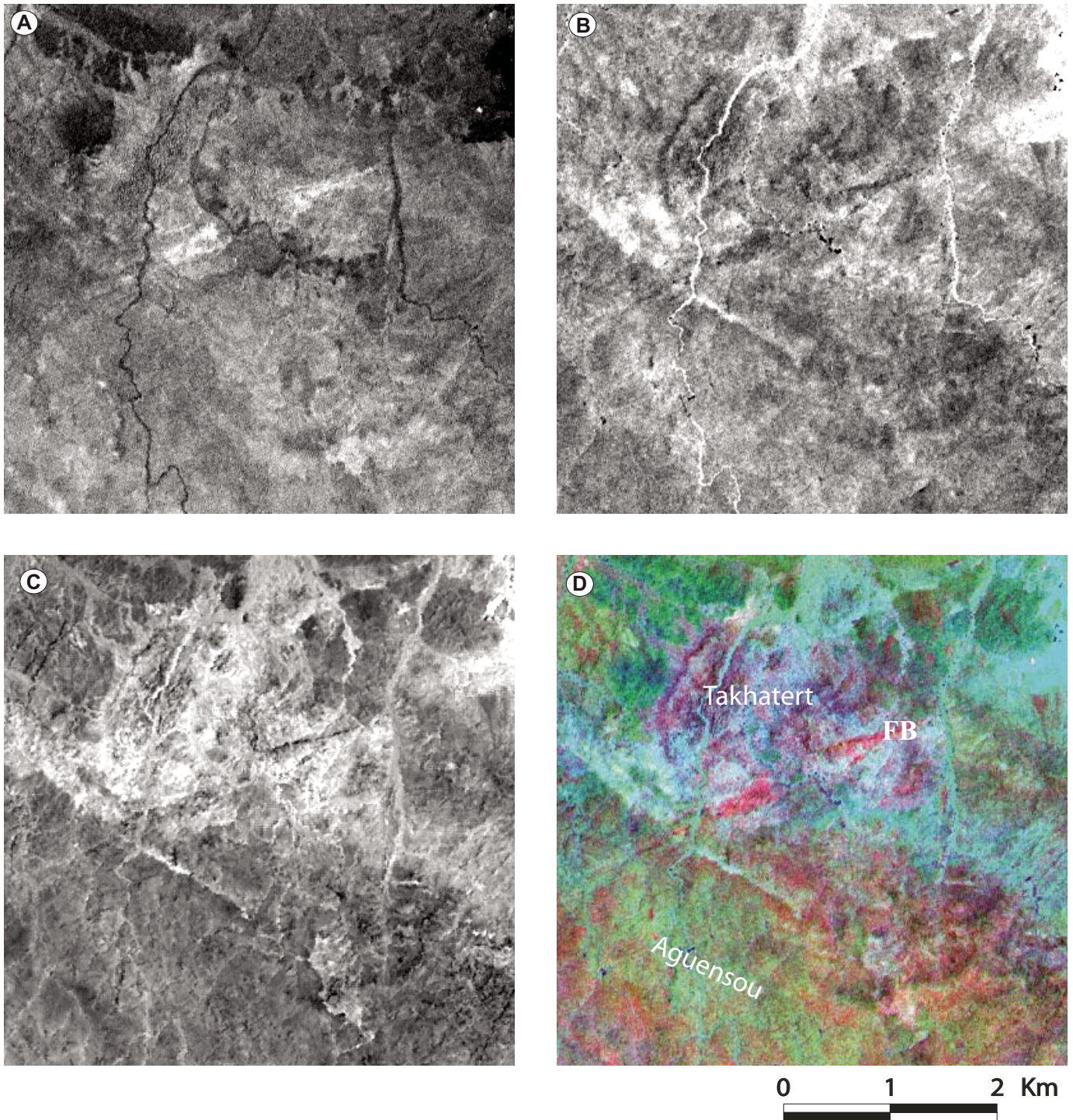
4. To avoid conflicts between ratios, which may be suitable for more than one pluton, the three highest values were considered for the final band ratio selection.

According to this procedure, the best band ratio for the Oussilkane monzonite is 14/12 (Table 3a; Fig. 13C), for the Arharrhiz and Bou Gafer plutons it is 14/10 (Table 3a; Fig. 13D), and for the Igourdane it is 13/14 (Table 3a; Fig. 13E). Therefore, the 14/12–14/10–13/14 set was selected and enhanced using a decorrelation stretch (Fig. 13F). In this false color image the Oussilkane monzonite (red to magenta colors in Fig. 13F) is clearly separated from the Igourdane and Arharrhiz granites (green to cyan colors in Fig. 13F), and the Bou Gafer has much more variable tonalities due to its intermediate composition.

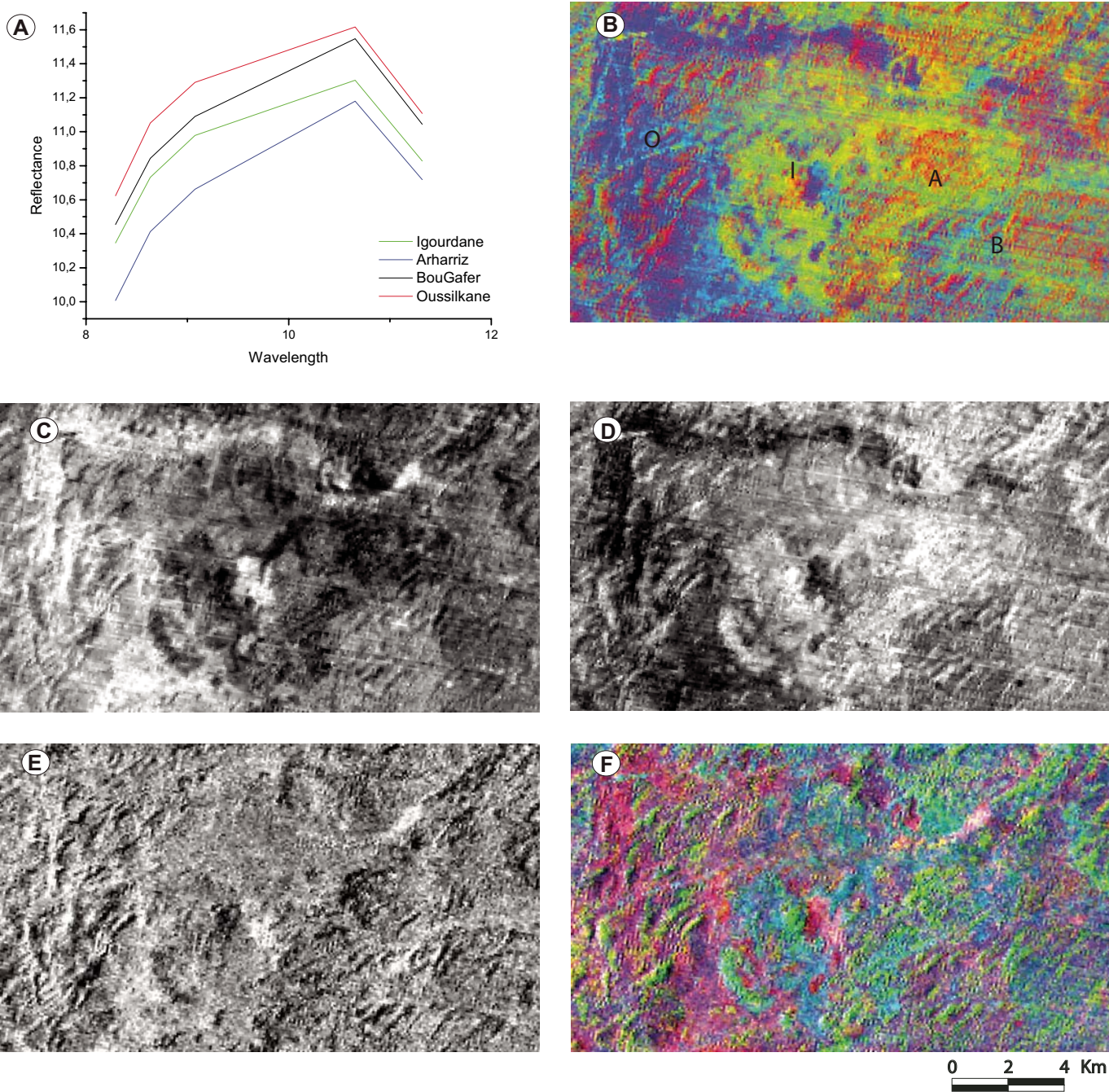
#### VNIR/SWIR Data Analysis

##### *FieldSpec®- and ASTER-derived rock signatures of granitoids*

Most of the processing of VNIR/SWIR data for the high-K pluton detection was qualitatively supported by spectroradiometric analyses carried out on rock samples or on the ASTER image. Spectral signatures of samples representative of the high-K plutons of Oussilkane, Bou Gafer, and Arharrhiz were measured with the Analytical Spectral Device Inc. FieldSpec®



**Figure 12.** ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) principal components (PC) analysis for mineralized fault vein detection in the Tissidelt Takhatert area (location in Fig. 1). (A) PC9. (B) PC7. (C) PC2. (D) PC9-PC7-PC2 RGB (red-green-blue) false color composite. Fault mineralized breccias (FB) and related alteration halos are red to magenta depending on the variable content of kaolinite and hematite; the Takhatert rhyolitic dome and ignimbrites show dark magenta colors since they are characterized by intense hydrothermal alteration.



**Figure 13.** (A) TIR (thermal infrared) ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) signatures from ROI (regions of interest) centered at sampling position of Oussilkane, Bou Gafer, Igourdane, and Arharriz bodies (the ROI from which the signatures were derived are highlighted in Fig. 17B). (B) Decorrelation stretch of RGB (red-green-blue) ASTER 14–13–10 false color composite. The more mafic Oussilkane pluton (O) has blue colors, the more sialic Arharriz (A) granite is dominated by red; Bou Gafer (B) and Igourdane (I) have more variable and intermediate colors. (C) Band ratio 12/14, in which the Oussilkane monzonite shows the highest gray values. (D) Band ratio 14/10, in which the Arharriz pluton shows the highest gray values followed by the Bou Gafer quartz monzonite. (E) Band ratio 13/14, in which Igourdane and Bou Gafer plutons show higher gray values. (F) Decorrelation stretch of RGB 12/14–14/10–13/14 in which the Oussilkane monzonites are clearly distinguishable from the Arharriz and Igourdane granites, whereas the Bou Gafer quartz monzonite is characterized by variable tonalities.

## Interpretation of ASTER data for geological mapping and granitoids detection

TABLE 3A. SELECTION OF BAND COUPLES BEST SUITED FOR DISCRIMINATING THE EDIACARA PLUTONS ON TIR

BAND COUPLE	Absolute difference Oussilkane Bou Gafer	Absolute difference between Oussilkane Arharrhiz	Absolute difference between Oussilkane Igourdane	Minimum absolute difference for Oussilkane	Absolute difference between Bou Gafer Arharrhiz	Absolute difference between Bou Gafer Igourdane	Absolute difference between Bou Gafer Oussilkane	Minimum absolute difference for Bou Gafer
	10-11	0.037631	0.022705	0.041558	0.022705	0.014926	0.003927	0.037631
10-12	0.030361	0.012056	0.034522	0.012056	0.018305	0.004161	0.030361	0.004161
10-13	0.100884	0.18005	0.035641	<i>0.035641</i>	0.079166	0.136525	0.100884	<i>0.079166</i>
10-14	0.105484	0.226073	0.002405	0.002405	0.120589	0.107889	0.105484	<b>0.105484</b>
11-12	0.00727	0.010649	0.007036	0.007036	0.003379	0.000234	0.00727	0.000234
11-13	0.138515	0.202755	0.005917	0.005917	0.06424	0.132598	0.138515	0.06424
11-14	0.143115	0.248778	0.039153	<i>0.039153</i>	0.105663	0.103962	0.143115	<i>0.103962</i>
12-13	0.131245	0.192106	0.001119	0.001119	0.060861	0.132364	0.131245	0.060861
12-14	0.135845	0.126195	0.032117	<b>0.032117</b>	0.00965	0.103728	0.135845	0.00965
13-14	0.0046	0.046023	0.033236	0.0046	0.041423	0.028636	0.0046	0.0046
MAXIMUM	0.143115	0.248778	0.041558	0.039153	0.120589	0.136525	0.143115	0.105484

	Absolute difference between Arharrhiz Igourdane	Absolute difference between Arharrhiz Oussilkane	Absolute difference between Arharrhiz Bou Gafer	Minimum absolute difference for Arharrhiz	Absolute difference between Igourdane Oussilkane	Absolute difference between Igourdane Bou Gafer	Absolute difference between Igourdane Arharrhiz	Minimum absolute difference for Igourdane
	10-11	0.018853	0.022705	0.014926	0.014926	0.041558	0.003927	39729.98507
10-12	0.022466	0.012056	0.018305	0.012056	0.034522	0.004161	39760.9817	0.004161
10-13	0.215691	0.18005	0.079166	<i>0.079166</i>	0.035641	0.136525	39790.92083	<i>0.035641</i>
10-14	0.228478	0.226073	0.120589	<b>0.120589</b>	0.002405	0.107889	41517.87941	0.002405
11-12	0.003613	0.010649	0.003379	0.003379	0.007036	0.000234	39761.99662	0.000234
11-13	0.196838	0.202755	0.06424	0.06424	0.005917	0.132598	39791.93576	0.005917
11-14	0.209625	0.248778	0.105663	<i>0.105663</i>	0.039153	0.103962	41547.89434	<i>0.039153</i>
12-13	0.193225	0.192106	0.060861	0.060861	0.001119	0.132364	39792.93914	0.001119
12-14	0.094078	0.126195	0.00965	0.00965	0.032117	0.103728	41578.99035	0.032117
13-14	0.012787	0.046023	0.041423	0.012787	0.033236	0.028636	41608.95858	<b>0.028636</b>
MAXIMUM	0.228478	0.248778	0.120589	0.120589	0.041558	0.136525	41608.95858	0.039153

Note: Each cell of the absolute difference columns reports the value obtained from Equation 1 (see text). The last column for each pluton shows the minimum of these values and among them the three highest ones are italicized. The boldfaced values are related to the band pairs chosen for band couples of Figure 13.

full resolution (350–2500 nm) spectroradiometer and the Perkin Elmer lambda 19 spectrophotometer (350–2500 nm). For each sample the reflected radiation field was assumed to be Lambertian and the FieldSpec® reflectance was derived ex situ by rationing the average of four measurements to the radiance measured above a Spectralon panel. FieldSpec® data can be affected by the altered surface reflectance of the samples, which are often coated by desert varnish. For this reason the FieldSpec® data were compared to the corresponding Perkin Elmer signatures taken on the fresh rock surfaces (average of three measures) (Fig. 14). The comparison is also shown with the continuum removed to avoid the influence of the different environments during measurements and possible differences between the gain factors of the two instruments. Because the Arharrhiz granite is only slightly affected by the desert varnish coating, its signature has been derived from fresh rock samples only (Perkin-Elmer spectrometer).

The main difference between laboratory and field spectra can be attributed to the opaque minerals of the desert varnish that typically increase the spectral slope at lower wavelengths

and mask absorption features at visible and near infrared rather than at higher wavelengths (e.g., Salisbury and D'Aria, 1992; Rivard et al., 1992, 1993) (Fig. 14A). In addition, the Bou Gafer FieldSpec® signatures, unlike the Perkin Elmer spectra, show characteristic shapes affected by hematite, which is particularly dominant in the desert varnish coating of this pluton (Fig. 14). Since hematite typically replaces pyroxenes in this granitoid, this may indicate that the opaque versus clay mineral content in the desert varnish can vary according to the mafic-feldspar modal ratios, and according to the original grade of alteration of the mafic minerals.

Laboratory signatures of all the studied granitoids show moderate absorptions at 1900 nm and 2208 nm caused by water and Al-OH, respectively, and related to the deuteritic kaolinite from K-feldspar. The same features in FieldSpec® data are less marked, suggesting a minor overall contribution of clays to the desert varnish (Fig. 14B). The Mg-OH absorption typical of augite, hornblende, and biotite is more pronounced in both the FieldSpec® and laboratory signatures of the more mafic Oussilkane pluton. Similarly, the Oussilkane signatures show a minimum around 1000 nm, reflecting the contri-

bution of augite and hornblende Fe crystal field effects (Fig. 14B).

The spectral signatures measured on rock samples were resampled to match the VNIR/SWIR ASTER bands and compared with spectral signatures derived from the 6S-corrected ASTER data (Fig. 15). The latter were collected from small training sites, called regions of interest (ROI), where the samples were collected. ASTER-derived signatures have similar trends with respect to the signatures of samples, but differences are still recognizable on the overall reflectance and the position of the absolute maximum. In particular, the ASTER signatures of the analyzed plutons reach their reflectance maxima in band 4, whereas in the FieldSpec® or Perkin-Elmer signatures, the maximum is sometimes shifted to band 5 (Fig. 15). Besides the fact that the procedure compares spectral data from a 15/30 by 15/30 m area with point measurements, the mismatch was probably due to the atmospheric correction of ASTER data, which was run with standard models not constrained by atmospheric parameters at the time of the satellite overpass. The correction was also run assuming flat surfaces and an average elevation for the entire scene. According to Sandmeier

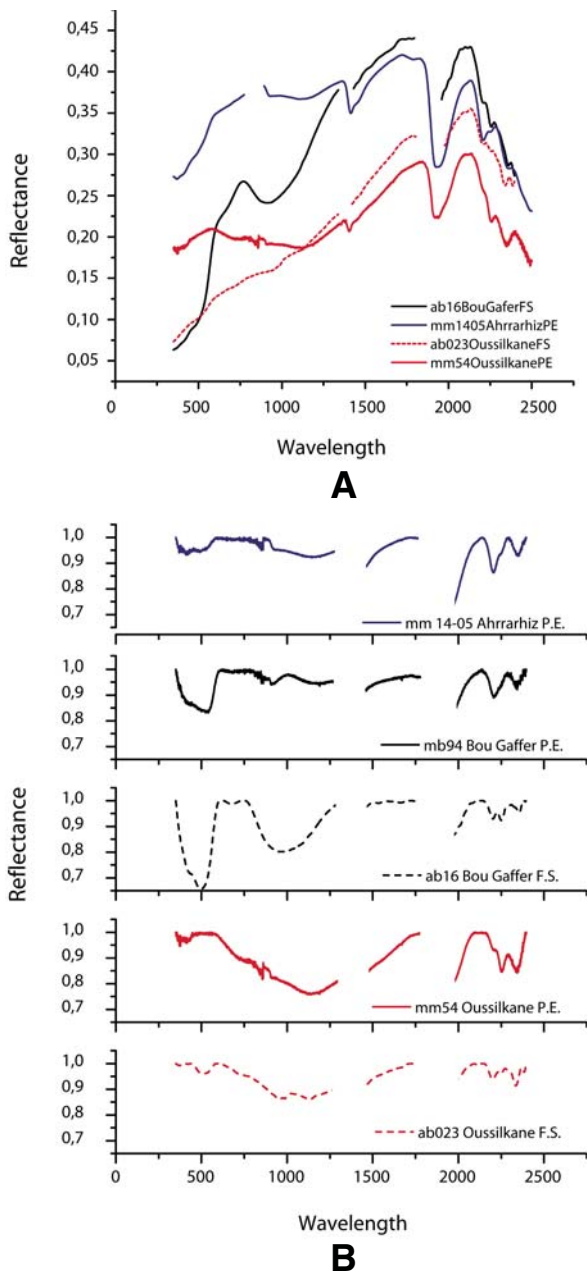
(1995), horizontal visibility has to be known over the entire range of elevations within the test site, and in rugged terrain, such as that considered here, considerable modification in incoming irradiance can be observed.

Both sample spectra and the ASTER signatures of all plutons show a local minimum in band 6 due to Al-OH absorptions in this spectral range. However, the Oussilkane ASTER data are characterized by a lower increase

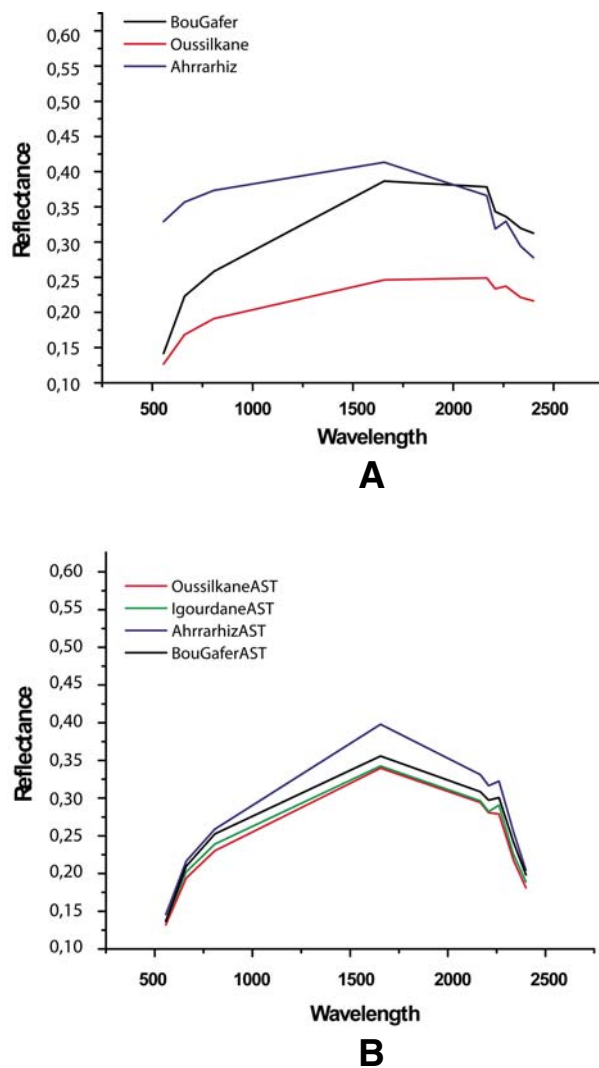
in reflectance from band 6 to band 7 (Fig. 15). This particular feature is due to the mafic composition of the Oussilkane monzonite. The greater Mg-OH absorption of this body (Fig. 14) may be responsible for the lower reflectance in both bands 7 and 8. In addition, the Oussilkane monzonite spectra shows the lowest brightness because of its higher content of mafic minerals, whereas the Arharrhiz granite is characterized by the highest overall reflectance. These characteristics are the only distinctive features that can be recognized in both sample and ASTER signatures.

**False color composites and band ratios**

To detect granitoids with similar compositions and map their intrusive boundaries, VNIR/SWIR false color and band ratios were selected according to the signature recorded by the spectroradiometric analysis or derived



**Figure 14.** Full-resolution spectral signatures. (A) Field-Spec® (F.S.; see text) signatures of representative samples of Oussilkane monzonite and Bou Gafer quartz monzonite, and Perkin-Elmer (P.E.) signature of Arharrhiz granite sample (mm1405Ah). (B) Comparison between FieldSpec® and Perkin Elmer signatures of representative samples of Oussilkane monzonite, Bou Gafer quartz monzonite, and Arharrhiz granite (continuum removed).



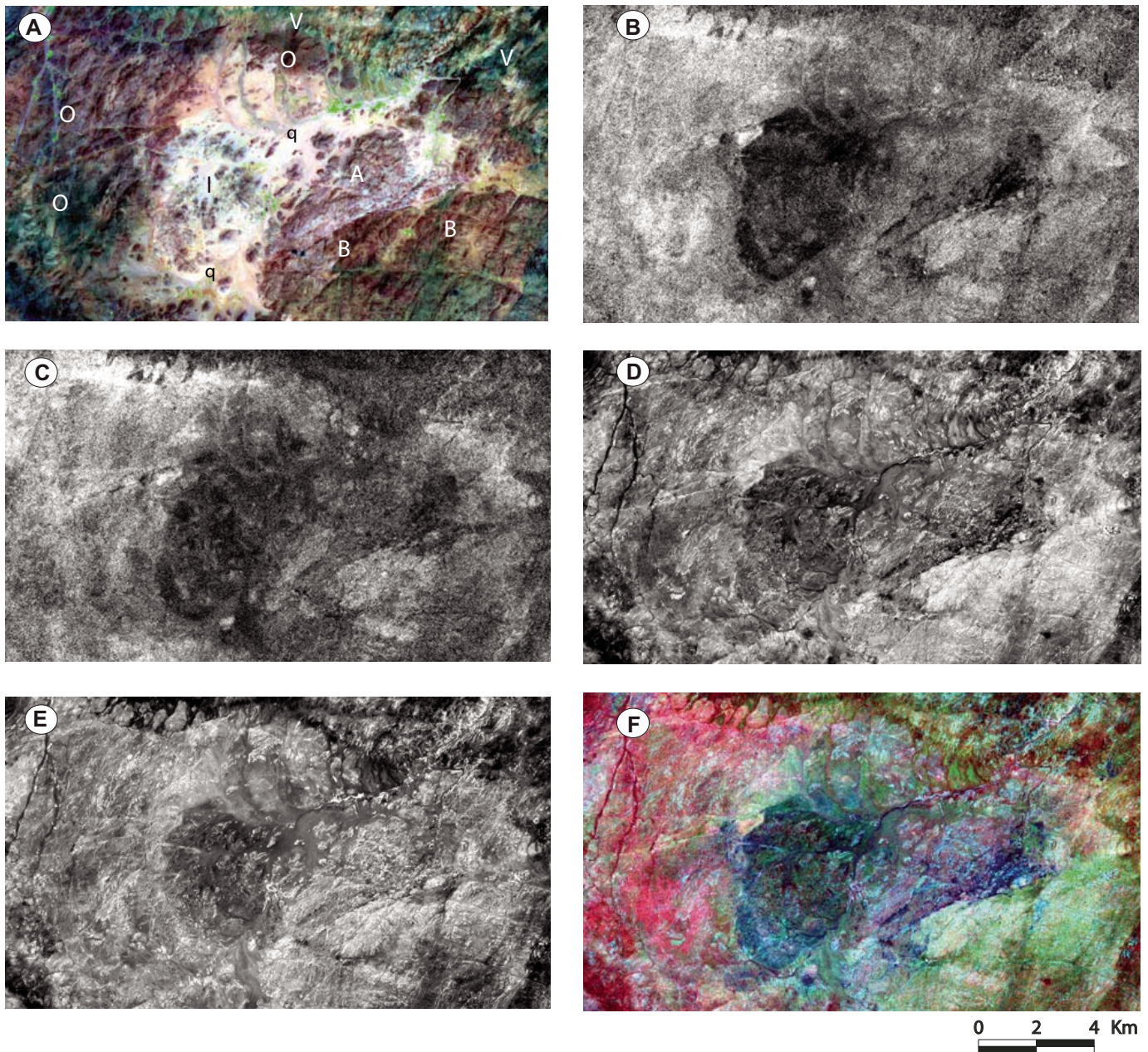
**Figure 15.** (A) Resampled spectral signatures of Oussilkane monzonite, Bou Gafer quartz monzonite, and Arharrhiz granite. (B) ASTER (AST—Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) spectra of Oussilkane monzonite, Bou Gafer quartz monzonite, Arharrhiz and Igourdane granites (the regions of interest, ROIs, from which the signatures were derived are highlighted in Fig. 17).

*Interpretation of ASTER data for geological mapping and granitoids detection*

from small training sites selected using the ASTER data. The RGB 9-4-1 color composition is effective for recognizing the high-K Eadiacaran plutons (Fig. 16A). In particular, the Oussilkane pluton appears dark with highly variable colors, even though blue-green predominates. This reflects the low general albedo of this pluton, its

significant lithological variability, and its low reflectance in band 9, possibly due to the Mg-OH absorptions. In contrast, the Arharrhiz granite is characterized by a higher overall reflectance and pink to cyan colors. These colors are due to both the significant contribution of band 4, which for this granite is the highest among the

plutons considered (Fig. 15), and the lower level of absorption in band 1, probably due to the less widespread desert varnish coating. The Bou Gafer and Igourdane bodies show intermediate reflectance. In addition, the Bou Gafer quartz monzonite is characterized by large yellowish areas, possibly due to enhanced absorption in



**Figure 16.** Detection of high-K plutons in the Oussilkane-Arharrhiz area (location in Fig. 1). (A) RGB (red-green-blue) false colors 9-4-1 composition (O—Oussilkane monzonite, A—Arharrhiz granite, B—Bou Gafer quartz monzonite, I—Igourdane granite, V—Eadiacaran volcanites, q—Quaternary deposits). (B) Band ratio 6/7, in which the Oussilkane monzonite shows the highest gray values. (C) Band ratio 5/7, in which the Oussilkane monzonite shows the highest gray values. (D) Band ratio 6/1 in which the Bou Gafer quartz monzonite shows the highest gray values. (E) Band ratio 4/2, in which Arharrhiz granite shows the highest gray values. (F) RGB 5/7–6/1–4/2 color composite, in which all the high-K Eadiacaran plutons are clearly recognizable (Oussilkane monzonite—red and magenta, Bou Gafer quartz monzonite—green and cyan, Arharrhiz granite—cyan and blue, Igourdane—dark blue).

band 1 (Fe oxides of the desert varnish, or as an alteration product of pyroxenes).

The choice of the ASTER band ratios used for the discrimination of these different granitoids was based on the signatures shown in Figure 15. From these signatures it is clear that the 7/6 ratio is very low for the Oussilkane monzonite (see also Fig. 16B). However, since no other distinctive features can be directly recognized in Figure 15B, the ratios were chosen on the same basis as the quantitative approach adopted for the thermal bands (see section on TIR data analysis). Following this calculation, the 5/7 ratio was selected for the Oussilkane monzonite (Table 3b; Fig. 16C), the 6/1 ratio for Bou Gafer quartz monzonite (Table 3b; Fig. 16D), the 4/2 ratio for the Arharrhiz granite (Table 3b; Fig. 16E), and the 6/2 ratio for the Igourdane granite (Table 3b). It is notable that the selected ratio for the Oussilkane monzonite is influenced by the Mg-OH absorptions (more mafic pluton),

the ratio suited to the Bou Gafer quartz monzonite is in some way influenced by Al-OH and Fe charge transfer features (hydrothermal and surface alteration), and the ratio for the Arharrhiz granite reflects its higher reflectance, particularly in band 4. Because the Igourdane granite is well detected in all the above-mentioned ratios, the RGB 5/7–6/1–4/2 was chosen. In this false color composite the Oussilkane monzonite is dominated by red and magenta, the Bou Gafer quartz monzonite by green and yellow, the Arharrhiz granite by blue and cyan, and the Igourdane granite by dark blue (Fig. 16F).

#### Maximum likelihood and spectral angle mapper classifications

In order to refine the geological map of high-K Ediacaran intrusives, a maximum likelihood supervised classification (MLL) and a spectral angle mapper (SAM) classification were tested using the ASTER VNIR and SWIR bands. MLL

regions of interest (ROI) were chosen on the basis of field observations and a petrographic analysis of rock samples collected during the campaign. In particular, the bedrock ROIs were limited to regions of confident lithological attribution, where petrographic samples were collected. Figure 17 shows training areas and the results of the classification compared with the geological map by Schiavo et al. (2007). Identification of the main lithological boundaries is straightforward, as it is the differentiation between plutons. In particular, the Arharrhiz and Igourdane granites are clearly delimited inside the Oussilkane and Bou Gafer plutons. In addition, the Arharrhiz granite surrounds the Igourdane body. The volcanic sequences, even if broadly differentiated, show more confused and scattered results. This is probably related to the fact that these series are characterized by an extreme lithological variability, in general due to frequent interleaving of andesites and/

TABLE 3B. SELECTION OF THE BAND COUPLES BEST SUITED FOR DISCRIMINATING THE EDIACARAN PLUTONS IN VNIR/SWIR

BAND COUPLE	Absolute difference between Oussilkane and Bou Gafer	Absolute difference between Oussilkane and Arharrhiz	Absolute difference between Oussilkane and Igourdane	Minimum absolute difference for Oussilkane	Absolute difference between Bou Gafer and Arharrhiz	Absolute difference between Bou Gafer and Igourdane	Absolute difference between Bou Gafer and Oussilkane	Minimum absolute difference for Bou Gafer
1-2	11.372659	8.921525	2.792324	2.792324	2.451134	8.580335	11.372659	2.451134
1-3	17.891083	15.152380	3.449062	3.449062	2.738703	14.442021	17.891083	2.738703
1-4	11.592755	44.691353	2.409185	2.409185	33.098598	14.001940	11.592755	11.592755
1-5	10.066882	23.701521	2.882532	2.882532	13.634639	12.949414	10.066882	10.066882
1-6	12.125225	22.249723	3.952357	3.952357	10.124498	16.077582	12.125225	<b>10.124498</b>
1-7	17.417470	30.143550	6.365302	6.365302	12.726080	11.052168	17.417470	11.052168
1-8	19.452597	24.422100	2.515582	2.515582	4.969503	16.937015	19.452597	4.969503
1-9	12.770377	9.804934	2.389192	2.389192	2.965443	10.381185	12.770377	2.965443
2-3	6.518424	6.230855	0.656738	0.656738	0.287569	5.861686	6.518424	0.287569
2-4	0.220096	35.769828	5.201509	0.220096	35.549732	5.421605	0.220096	0.220096
2-5	1.305777	14.779996	5.674856	1.305777	16.085773	4.369079	1.305777	1.305777
2-6	0.752566	13.328198	6.744681	0.752566	12.575632	7.497247	0.752566	0.752566
2-7	6.044811	21.222025	3.572978	3.572978	15.177214	2.471833	6.044811	2.471833
2-8	8.079938	15.500575	0.276742	0.276742	7.420637	8.356680	8.079938	7.420637
2-9	1.397718	0.883409	0.403132	0.403132	0.514309	1.800850	1.397718	0.514309
3-4	6.298328	29.538973	5.858247	5.858247	35.837301	0.440081	6.298328	0.440081
3-5	7.824201	8.549141	6.331594	6.331594	16.373342	1.492607	7.824201	1.492607
3-6	5.765858	7.097343	7.401419	5.765858	12.863201	1.635561	5.765858	1.635561
3-7	0.473613	14.991170	2.916240	0.473613	15.464783	3.389853	0.473613	0.473613
3-8	1.561514	9.269720	0.933480	0.933480	7.708206	2.494994	1.561514	1.561514
3-9	5.120706	5.347446	1.059870	1.059870	0.226740	4.060836	5.120706	0.226740
4-5	1.525873	20.989832	0.473347	0.473347	19.463959	1.052526	1.525873	1.052526
4-6	0.532470	22.441630	1.543172	0.532470	22.974100	2.075642	0.532470	0.532470
4-7	5.824715	14.547803	8.774487	5.824715	20.372518	2.949772	5.824715	2.949772
4-8	7.859842	20.269253	4.924767	4.924767	28.129095	2.935075	7.859842	2.935075
4-9	1.177622	34.886419	4.798377	1.177622	36.064041	3.620755	1.177622	1.177622
5-6	2.058343	1.451798	1.069825	1.069825	3.510141	3.128168	2.058343	2.058343
5-7	7.350588	6.442029	9.247834	<b>6.442029</b>	0.908559	1.897246	7.350588	0.908559
5-8	9.385715	0.720579	5.398114	0.720579	8.665136	3.987601	9.385715	3.987601
5-9	2.703495	13.896587	5.271724	2.703495	16.600082	2.568229	2.703495	2.568229
6-7	1.725281	4.326863	6.750695	1.725281	2.601582	5.025414	1.725281	1.725281
6-8	7.327372	2.172377	6.467939	2.172377	5.154995	0.859433	7.327372	0.859433
6-9	0.645152	12.444789	6.341549	0.645152	13.089941	5.696397	0.645152	0.645152
7-8	2.035127	5.721450	3.849720	2.035127	7.756577	5.884847	2.035127	2.035127
7-9	4.647093	20.338616	3.976110	3.976110	15.691523	0.670983	4.647093	0.670983
8-9	6.682220	14.617166	0.126390	0.126390	7.934946	6.555830	6.682220	6.555830
MAXIMUM	19.452597	44.691353	9.247834	6.442029	36.064041	16.937015	19.452597	11.592755

(continued)

## Interpretation of ASTER data for geological mapping and granitoids detection

TABLE 3B. SELECTION OF THE BAND COUPLES BEST SUITED FOR DISCRIMINATING THE EDIACARAN PLUTONS IN VNIR/SWIR  
(continued)

BAND COUPLE	Absolute difference between Arharrhiz Igourdane	Absolute difference between Arharrhiz Oussilkane	Absolute difference between Arharrhiz Bou Gafer	Minimum absolute difference for Arharrhiz	Absolute difference between Igourdane Oussilkane	Absolute difference between Igourdane Bou Gafer	Absolute difference between Igourdane Arharrhiz	Minimum absolute difference for Igourdane
1-2	6.129201	8.921525	2.451134	2.451134	2.792324	8.580335	6.129201	2.792324
1-3	11.703318	15.152380	2.738703	2.738703	3.449062	14.442021	11.703318	3.449062
1-4	47.100538	44.691353	33.098598	33.098598	2.409185	14.001940	47.100538	2.409185
1-5	26.584053	23.701521	13.634639	13.634639	2.882532	12.949414	26.584053	2.882532
1-6	26.202080	22.249723	10.124498	10.124498	3.952357	16.077582	26.202080	3.952357
1-7	23.778248	30.143550	12.726080	12.726080	6.365302	11.052168	23.778248	6.365302
1-8	21.906518	24.422100	4.969503	4.969503	2.515582	16.937015	21.906518	2.515582
1-9	7.415742	9.804934	2.965443	2.965443	2.389192	10.381185	7.415742	2.389192
2-3	5.574117	6.230855	0.287569	0.287569	0.656738	5.861686	5.574117	0.656738
2-4	40.971337	35.769828	35.549732	<b>35.549732</b>	5.201509	5.421605	40.971337	5.201509
2-5	20.454852	14.779996	16.085773	14.779996	5.674856	4.369079	20.454852	4.369079
2-6	20.072879	13.328198	12.575632	12.575632	6.744681	7.497247	20.072879	6.744681
2-7	17.649047	21.222025	15.177214	15.177214	3.572978	2.471833	17.649047	2.471833
2-8	15.777317	15.500575	7.420637	7.420637	0.276742	8.356680	15.777317	0.276742
2-9	1.286541	0.883409	0.514309	0.514309	0.403132	1.800850	1.286541	0.403132
3-4	35.397220	29.538973	35.837301	29.538973	5.858247	0.440081	35.397220	0.440081
3-5	14.880735	8.549141	16.373342	8.549141	6.331594	1.492607	14.880735	1.492607
3-6	14.498762	7.097343	12.863201	7.097343	7.401419	1.635561	14.498762	1.635561
3-7	12.074930	14.991170	15.464783	12.074930	2.916240	3.389853	12.074930	2.916240
3-8	10.203200	9.269720	7.708206	7.708206	0.933480	2.494994	10.203200	0.933480
3-9	4.287576	5.347446	0.226740	0.226740	1.059870	4.060836	4.287576	1.059870
4-5	20.516485	20.989832	19.463959	19.463959	0.473347	1.052526	20.516485	0.473347
4-6	20.898458	22.441630	22.974100	20.898458	1.543172	2.075642	20.898458	1.543172
4-7	23.322290	14.547803	20.372518	14.547803	8.774487	2.949772	23.322290	2.949772
4-8	25.194020	20.269253	28.129095	20.269253	4.924767	2.935075	25.194020	2.935075
4-9	39.684796	34.886419	36.064041	34.886419	4.798377	3.620755	39.684796	3.620755
5-6	0.381973	1.451798	3.510141	0.381973	1.069825	3.128168	0.381973	0.381973
5-7	2.805805	6.442029	0.908559	0.908559	9.247834	1.897246	2.805805	1.897246
5-8	4.677535	0.720579	8.665136	0.720579	5.398114	3.987601	4.677535	3.987601
5-9	19.168311	13.896587	16.600082	13.896587	5.271724	2.568229	19.168311	2.568229
6-7	2.423832	4.326863	2.601582	2.423832	6.750695	5.025414	2.423832	2.423832
6-8	4.295562	2.172377	5.154995	2.172377	6.467939	0.859433	4.295562	0.859433
6-9	18.786338	12.444789	13.089941	12.444789	6.341549	5.696397	18.786338	5.696397
7-8	1.871730	5.721450	7.756577	1.871730	3.849720	5.884847	1.871730	1.871730
7-9	16.362506	20.338616	15.691523	15.691523	3.976110	0.670983	16.362506	0.670983
8-9	14.490776	14.617166	7.934946	7.934946	0.126390	6.555830	14.490776	0.126390
MAXIMUM	47.100538	44.691353	36.064041	35.549732	9.247834	16.937015	47.100538	6.744681

Note: Each cell of the absolute difference columns reports the value obtained from Equation 1 (see text). The last column for each pluton shows the minimum of these values and among them the three highest ones are italicized. The boldfaced values are related to the band pairs chosen for band couples of Figure 13.

or dacites in dominant rhyolites (e.g., Schiavo et al., 2007; Massironi et al., 2007), a wide-spread desert varnish coating, and very different degrees of hydrothermal alteration. The contact between the Ediacaran volcanic sequences and the Oussilkane pluton is locally underlined with pixels wrongly attributed to the Bou Gafer quartz monzonite. This effect is probably due to mixed pixels because in this area, talus deposits, derived from the cliffs of volcanic rocks, overlie the Oussilkane monzonites and may influence their reflectance.

SAM classification was attempted to detect different granitoid bodies using spectral signatures derived either from the ROIs or from FieldSpec® analyses (Fig. 18). In the first case the results are good and as useful as the MLL classification, although at higher angles Qua-

ternary deposits are frequently attributed to the granitoid bodies (Figs. 18A, 18B); in the second case the results are weak and uninformative (Fig. 18C). This inadequate result is probably due to the inconsistency between satellite and sample reflectance values already mentioned and the ineffectiveness of SAM for discriminating between these rocks on the basis of their original spectral signatures using multispectral rather than hyperspectral data.

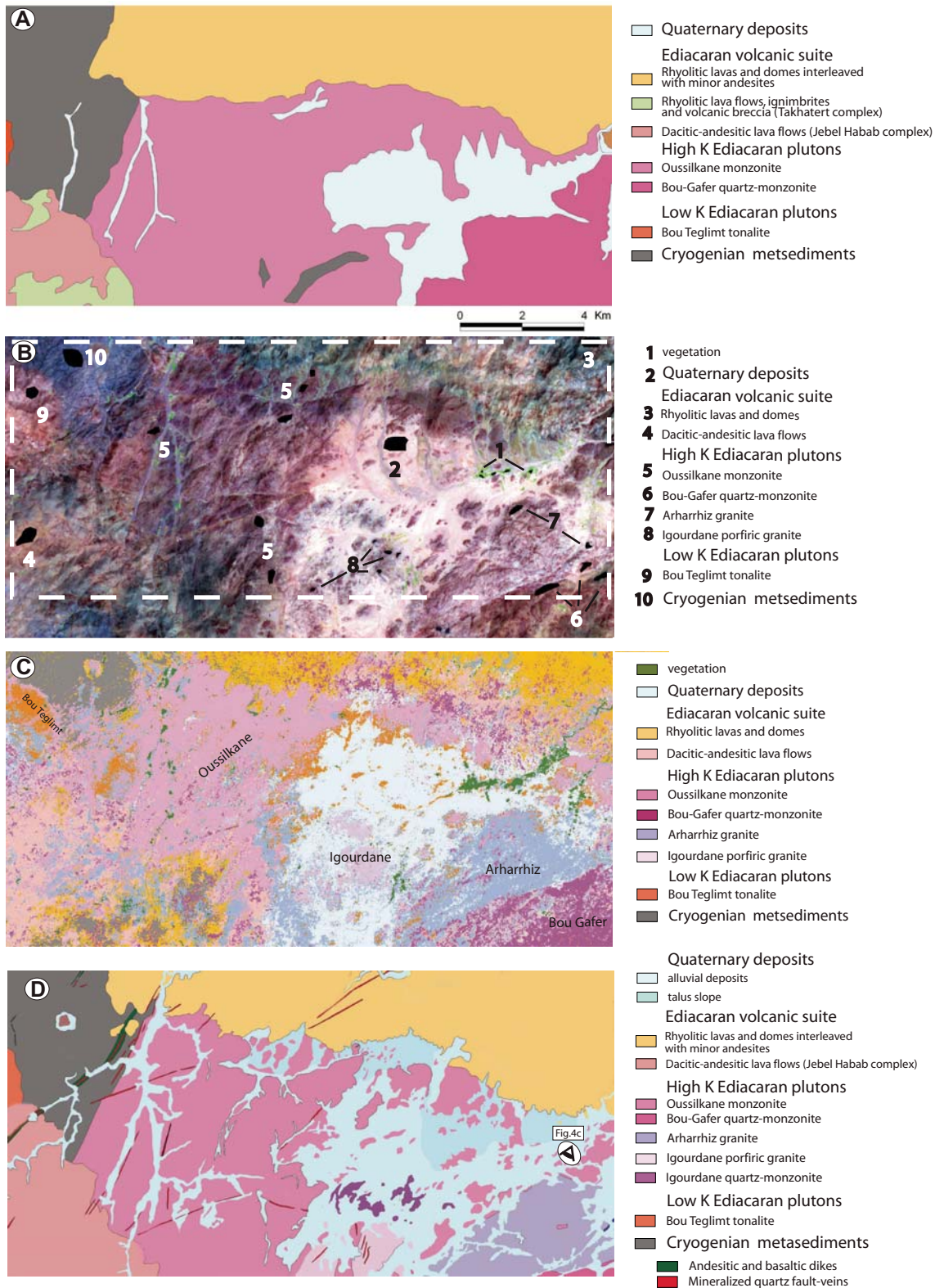
## CONCLUSIONS

The remote sensing detection of granitoid rocks has been a persistent problem, particularly when the rocks are of similar composition and coated by desert varnish. In this work, the potential of ASTER data has been tested with

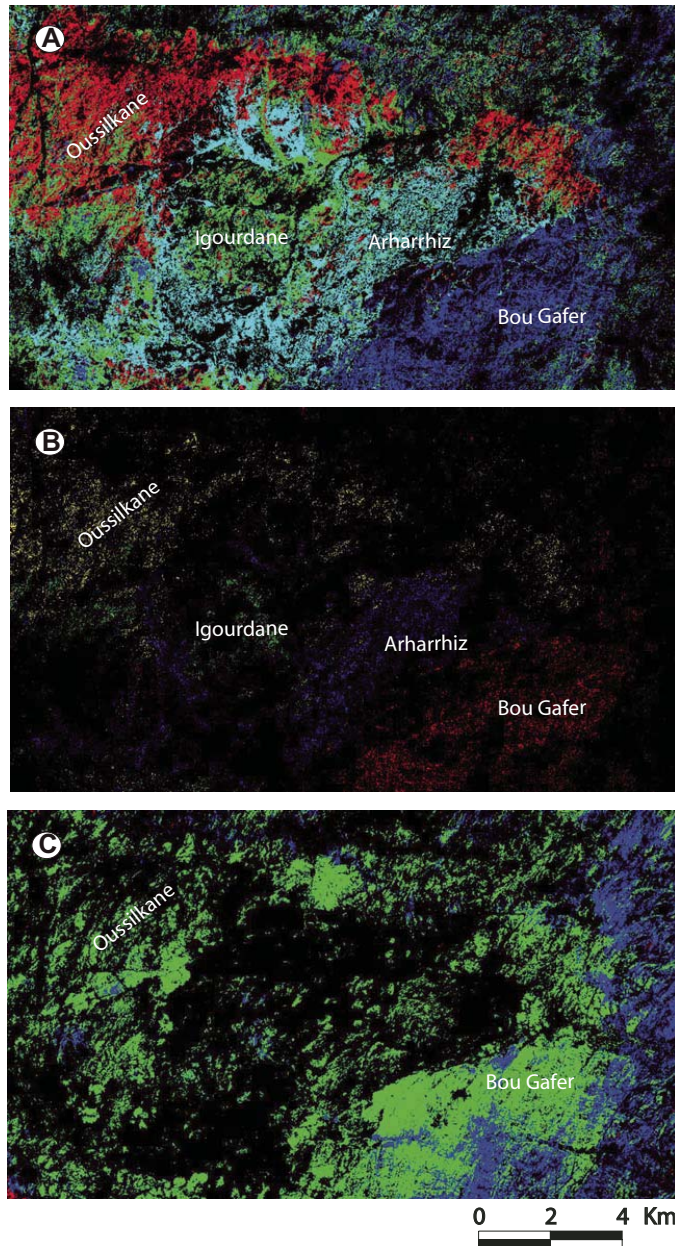
this objective on the Jebel Saghro Precambrian basement (eastern Anti-Atlas, Morocco). The remote sensing approach was coupled with field observations and petrographic analyses, and was subdivided into two main steps.

In the first step, basic procedures, governed by petrographic knowledge of the studied rocks, were applied to atmospherically corrected and orthorectified ASTER data. Specifically, RGB 7-3-1, 4/8-2/1-4/3, and 4/6-2/1-4/3 false color composites, particularly sensitive to Fe and OH absorptions, were used to highlight the main contacts of different lithological units consisting of low-grade metasediments, calc-alkaline plutons, and complex volcanic sequences. In addition, the false color images based on the band ratios described above and principal components analysis calculated on VNIR and SWIR





**Figure 17.** Maximum likelihood (MLL) supervised classification (location in Fig. 1). (A) Excerpt from the 1:200,000 geological map (redrawn after Hinderemeyer et al., 1977; Du Dresnay et al., 1988). (B) ASTER 731 false color composite with region of interest (ROI) used for the MLL classification (white square—boundaries of the geological map by Schiavo et al. [2007] displayed in Fig. 17D). (C) Results of MLL supervised classification: boundaries between Ediacaran volcanoclastic series, Cryogenican metasediments, and Ediacaran plutons are quite well defined. Ediacaran metasediments are particularly well delineated; the low-K pluton (Bou Teglimt tonalite) is distinguished from the high-K ones, and the Bou Gafer quartz monzonite (lower right corner), the Oussilkane pluton (main body), and Arharriz and Igourdane granites (center of the image) are clearly discriminated. The more disturbed boundaries between the Oussilkane monzonite and volcanoclastic complexes are due to Quaternary talus slope. (D) Geological map after Schiavo et al. (2007): an overall agreement with the classification is evident.



**Figure 18.** Spectral angle mapper (SAM) classification of high-K granitoids (location in Fig. 1). (A) SAM classification based on training area-derived signatures (maximum angle 0.02 radians). (B) SAM classification based on training area-derived signatures (maximum angle 0.01 radians). (C) SAM classification based on FieldSpec® (see text) signature of Bou Gafer quartz monzonite (green) and the Oussilkane pluton (blue) (maximum angle 0.02 radians); the results are ambiguous and do not highlight the boundaries between different plutons.

bands, were applied to emphasize Fe, OH, and S absorptions and thus ease the detection of mineralized veins, fault breccias, and related alteration halos.

During the second stage, a major effort was dedicated to distinguishing between confining high-K calc-alkaline plutons of Ediacaran age with slightly different compositions (Bou Gafer quartz monzonite, Oussilkane monzonite, Arharrhiz and Igourdane granites). Both TIR and VNIR/SWIR data were considered suitable to achieve this. In particular, a decorrelation stretch of RGB false color composites, created with 14–13–10 TIR bands and 14/12–14/10–13/14 band ratios, was effective in highlighting Reststrahlen and Christiansen features of the granitoids with different silica contents (primarily the Oussilkane monzonite and the Arharrhiz granites, secondarily the Bou Gafer quartz monzonite and Igourdane granite). The TIR band ratios were selected using a quantitative analysis of the spectral signatures derived directly from ASTER data in sites of well-constrained lithology. Concerning VNIR/SWIR wavelengths, a comparison between spectra directly derived from the ASTER image and signatures acquired on samples of the plutons has highlighted some common features. However, these are not sufficient to justify a direct use of FieldSpec® signatures during image processing. For this reason, as for the TIR data, VNIR/SWIR band ratios were selected on the basis of a quantitative analysis of the ASTER derived spectra, and the RGB 5/7–6/1–4/9 color composite was specifically selected to highlight the high-K calc-alkaline plutons.

Finally, classifications focusing on the same Ediacaran granitoids were attempted using the VNIR/SWIR bands. In particular, an MLL based on small ROIs constrained through field and petrographic analyses was implemented and compared with a SAM classification based upon rock signatures derived from FieldSpec® data and ROIs. The MLL and SAM classifications based on ROIs signatures gave good results, but the SAM classification realized through the FieldSpec® signatures was useless, because of the mismatch between satellite and sample reflectance values.

The main findings of our remote sensing analysis can be summarized as follows.

1. The potential of ASTER data for geological mapping of basement rocks has been further demonstrated, with particular regard to granitoids. In particular, the approach adopted here, consisting in the detection of the main geological boundaries followed by discrimination between granitoids, is particularly effective.

- Integrated analysis of both TIR and VNIR/SWIR data is of paramount importance for mapping plutonic bodies. It is well known that ASTER thermal bands are useful for discriminating granitoids with different silica content, but in the case of plutonic bodies of similar composition, such as those studied on the Saghro massif, the VNIR/SWIR bands can give even more effective results. Indeed, these wavelengths are affected by both the original content of mafic minerals (Fe, Mg-OH absorptions) and the degree of hydrothermal and surface alteration. These last two properties, generally considered to be impediments to the lithological detection of granitoid rocks, can instead be very useful because the first may directly depend on the magmatic evolution of a plutonic body, and the second depends on its textural character and may be indirectly related to its modal ratio.
- The spectral signatures derived from ASTER data using regions of very confident lithological attribution are self-consistent, can directly drive the processing (false color composites and band ratios), and can be successfully integrated into the SAM classification. In contrast, the signatures derived from spectrophotometric analysis of samples can be used only as qualitative references, if ASTER data are corrected only by cross-talk calibration and standard atmospheric models unconstrained by atmospheric parameters at the time of the satellite overpass (specific processing steps such as those proposed by Rowan et al. [2003] are needed).
- When a limited number of confining units are being studied, a quantitative approach based on reliable ASTER-derived signatures can be used to assess the potential of each band couple for discriminating a defined unit. In particular, the absolute differences between bands were calculated and compared among the analyzed granitoids in order to detect the band ratios more effective in discriminating specific plutons (see discussion on remote sensing detection of the Ediacaran plutons and Tables 3a and 3b).
- The MLL classification can be even more effective than the SAM classification if it is based on training areas well constrained by means of field observations and petrographic analyses.

#### ACKNOWLEDGMENTS

We thank two anonymous reviewers and associate editor Francesco Mazzarini, who greatly improved the manuscript with their suggestions. Simon Crowhurst is acknowledged for the revision of the English

text. Funding for this research was provided by the Ministère de l'Énergie et des Mines du Maroc within the geological mapping project of the Saghro massif and by the University of Padova through the ex 60% grant to M.M.

#### REFERENCES CITED

- Abrams, M., 2000, The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): Data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform: *International Journal of Remote Sensing*, v. 21, p. 847–859, doi: 10.1080/014311600210326.
- Baroudi, Z., El Beraou, H., Rahimi, A., Saquaque, A., and Chouhaidi, M.Y., 1999, Minéralisation polymétalliques argentifères d'Imiter (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc): Minéralogie, évolution des fluides minéralisateurs et mécanismes de dépôt: *Chronique des Mines et de Recherche Minière*, v. 536–537, p. 91–112.
- Boyer, C., Chikhaoui, M., Dupuy, C., and Leblanc, M., 1978, Le volcanisme calco-alcalin précambrien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc) et ses alterations: *Interprétation géodynamique*: Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, v. 287, p. 427–430.
- Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Aziz Samir, M.R., Zyadi, R., Archibald, D.A., and Farrar, E., 2002, The giant Imiter silver deposit: Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti Atlas, Morocco: *Mineralium Deposita*, v. 37, p. 772–781, doi: 10.1007/s00126-002-0317-0.
- Choubert, G., 1945, Sur le Précambrien marocain: Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, v. 9, p. 249–251.
- Choubert, G., 1952, Le Précambrien III et le Géorgien de l'Anti-Atlas: Introduction stratigraphique, in Hupé, P., ed., *Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et Précambrien III de l'Anti-Atlas marocain*: Notes et Mémoires Service Géologique Maroc, v. 103, p. 17–39.
- Christensen, P.R., and Harrison, S.T., 1993, Thermal Infrared emission spectroscopy of natural surfaces: Application to desert varnish coatings on rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 19,819–19,834, doi: 10.1029/93JB00135.
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., and Vergo, N., 1990, High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, no. B8, p. 12,653–12,680, doi: 10.1029/JB095iB08p12653.
- Crowley, J.K., Brickley, D.W., and Rowan, L.C., 1989, Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: Mineral discrimination using relative absorption band-depth images: *Remote Sensing of Environment*, v. 29, p. 121–134, doi: 10.1016/0034-4257(89)90021-7.
- Dal Piaz, G.V., Malusà, M., Eddebbi, A., El Boukhari, A., Ellero, A., Laftouhi, N., Massironi, M., Ouanaimi, H., Pertusati, P.C., Polino, R., Schiavo, A., Taj-Eddine, K., and Visonà, D., 2007, Carte Géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Taghazout—Notice explicative: Notes et Mémoires Service Géologique Maroc, v. 519, 69 p.
- De Wall, H., Kober, B., Errami, E., Ennih, N., and Greiling, R.O., 2001, Age de mise en place et contexte géologique des granitoïdes de la boutonnière d'Imiter (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc): 2ème Colloque International: Marrakech, Magmatisme, Métamorphisme et Minéralisations Associées, v. 10–12, p. 19.
- Dorn, R.L., and Oberlander, T.M., 1981, Microbial origin of desert varnish: *Science*, v. 213, p. 1245–1247, doi: 10.1126/science.213.4513.1245.
- Drury, S.A., 1997, Image interpretation in geology: London, Chapman and Hall, 283 p.
- Du Dresnay, R., Hinderemeyer, J., Emberger, A., Caia, J., Destombes, J., and Hollard, H., 1988, Carte géologique du Maroc: Todra-Ma'der (Anti-Atlas oriental, zones axiale et périphérique Nord et Sud) au 1:200.000: Notes et Mémoires Service Géologique Maroc, v. 243.
- El Boukhari, A., Chaabane, A., Rocci, G., and Tane, J.L., 1992, Upper Proterozoic ophiolites of the Siroua massif (Anti-Atlas Morocco), a marginal sea and transform fault system: *Journal of African Earth Sciences*, v. 14, p. 67–80, doi: 10.1016/0899-5362(92)90056-1.
- El Boukhari, A., Musumeci, G., Algouti, A., Cerrina Feroni, A., Ghiselli, F., Ottria, G., Ouanaimi, H., Pertusati, P.C., Taj-Eddine, K., and Visonà, D., 2007, Carte Géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Imi n'Ouzrou—Notice explicative: Notes et Mémoires Service Géologique Maroc, v. 517, 72 p.
- Ennih, N., and Liégeois, J.P., 2001, The Moroccan Anti-Atlas: The West African craton passive margin with limited Pan-African activity: Implication for the northern limit of the craton: *Precambrian Research*, v. 112, p. 289–302, doi: 10.1016/S0301-9268(01)00195-4.
- Errami, E., De Wall, H., and Greiling, R.O., 1999, Preliminary results of pan-African granitoid emplacement studies in the East Saghro (Anti-Atlas, Morocco) using the AMS method, in de Wall, H., and Greiling, R.O., eds., *Aspects of Pan-African tectonics: International Bureau Eorschungszentrum, Jülich, Scientific series*, v. 32, p. 37–44.
- Fekkek, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Ouazzani, H., Badra, L., and Gasquet, D., 2001, Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc): *Geodinamica Acta*, v. 14, p. 373–385, doi: 10.1016/S0985-3111(01)01073-7.
- Hefferan, K.P., Karson, J.A., and Saquaque, A., 1992, Proterozoic collisional basin in a Pan-African suture zone, Anti-Atlas mountains, Morocco: *Precambrian Research*, v. 54, p. 295–319, doi: 10.1016/0301-9268(92)90075-Y.
- Hefferan, K.P., Admou, H., Karson, J.A., and Saquaque, A., 2000, Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction: *Precambrian Research*, v. 103, p. 89–96, doi: 10.1016/S0301-9268(00)00078-4.
- Hefferan, K.P., Admou, H., Hilal, R., Karson, J.A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M.M., Samson, S.D., and Kornprobst, J.M., 2002, Proterozoic blueschist-bearing melange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco: *Precambrian Research*, v. 118, p. 179–194, doi: 10.1016/S0301-9268(02)00109-2.
- Hewson, R.D., Cudahy, T.J., Mizuhiko, S., Ueda, K., and Mauger, A.J., 2005, Seamless geological map generation using ASTER in the Broken Hill–Curnamona province of Australia: *Remote Sensing of Environment*, v. 99, p. 159–172, doi: 10.1016/j.rse.2005.04.025.
- Hinderemeyer, J., 1953, Le Précambrien III du Sarho: Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, v. 237, p. 1024–1026.
- Hinderemeyer, J., Gauthier, H., Destombes, J., and Choubert, G., 1977, Carte géologique du Maroc, Jbel Saghro-Dades (Haut-Atlas central, sillon sud-atlasique et Anti-Atlas oriental) au 1:200000: Notes et Mémoires Service Géologique Maroc, v. 161.
- Hook, S.J., Abbott, E.A., Grove, C., Kahle, A.B., and Paluconi, F., 1999, Use of multispectral thermal infrared data in geological studies, in Rencz, A.N., ed., *Remote sensing for the Earth sciences: Manual of remote sensing*, Volume 3: New York, John Wiley and Sons, p. 59–103.
- Hooke, R.L., Yang, H.Y., and Weiblen, P.W., 1969, Desert varnish: An electron probe study: *Journal of Geology*, v. 77, p. 275–288.
- Hubbard, B.E., and Crowley, J.K., 2005, Mineral mapping on Chilean-Bolivian Altiplano using co-orbital ALI, ASTER and Hyperion imagery: Data dimensionality issues and solutions: *Remote Sensing of Environment*, v. 99, p. 173–186, doi: 10.1016/j.rse.2005.04.027.
- Hubbard, B.E., Rowan, L.C., Dusel-Bacon, C., and Eppinger, R.G., 2007, Geological mapping and mineral resource assessment of the Healy and Talkeetna mountains quadrangles, Alaska using minimal cloud and snow cover ASTER data: U.S. Geological Survey Open-File Report 2007–1046, 18 p.
- Hunt, G.R., 1980, Electromagnetic radiation: The communication link in remote sensing, in Siegal, B.S., and Gillespie, R., eds., *Remote sensing in geology*: New York, Wiley, p. 5–45.
- Ighid, L., Saquaque, A., and Reuber, I., 1989, Syn-kinematic plutons and the major panafrican deformation in the eastern Saghro (Imiter, Anti-Atlas, Morocco): Paris, Académie des Sciences Comptes Rendus, v. 309, p. 615–620.
- Lang, H.R., 1999, Stratigraphy, in Rencz, A.N., ed., *Remote sensing for the Earth sciences: Manual of remote sensing*, Volume 3: New York, John Wiley and Sons, p. 357–374.

## Interpretation of ASTER data for geological mapping and granitoids detection

- Leblanc, M., and Lancelot, J.R., 1980, Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 17, p. 142–155.
- Leistel, J.M., and Quadrouci, A., 1991, Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc), Contrôle des minéralisation, hypothèse et perspective pour l'exploitation: *Chronique des Mines et de Recherche Minière*, v. 502, p. 5–22.
- Levesse, G., Cheilletz, A., Gasquet, D., Reisberg, L., Deloulea, E., Martya, B., and Kysere, K., 2004, Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: Evidence for a mantle source: *Chemical Geology*, v. 207, p. 59–79, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.02.004.
- Longhi, I., Sgavetti, M., Chiari, R., and Mazzoli, C., 2001, Spectral analysis and classification of metamorphic rocks from reflectance spectra in the 0.4–2.5  $\mu\text{m}$  interval: A tool for hyperspectral data interpretation: *International Journal of Remote Sensing*, v. 22, p. 3763–3782, doi: 10.1080/01431160010006980.
- Malusà, M.G., Polino, R., Feroni, A.C., Ellero, A., Otaria, G., Baidder, L., and Musumeci, G., 2007, Post-Variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Morocco): *Terra Nova*, v. 19, p. 481–489, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00775.x.
- Mars, J.C., and Rowan, L.C., 2006, Regional mapping of phyllic and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), data and logical operator algorithms: *Geosphere*, v. 2, no. 3, p. 161–186, doi: 10.1130/GES00044.1.
- Massironi, M., Moratti, G., Algouti, A., Benvenuti, M., Dal Piaz, G.V., Eddebbi, A., El Boukhari, A., Laftouhi, N., Ouanaïmi, H., Schiavo, A., Taj-Eddine, K., and Visonà, D., 2007, Carte Géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Bouamalne—Notice explicative: *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, v. 521, 80 p.
- Mifdal, A., and Peucat, J.J., 1986, Datation U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide du Précambrien marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate: Apport au problème de la limite Précambrien-Cambrien: *Sciences Géologiques (Bulletin)*, v. 38, p. 185–200.
- Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., Qadrouci, A., and Leistel, J.M., 1994, Structural framework of the Ag-Hg deposit of Imiter (Anti-Atlas, Morocco): Metallogenic inferences: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 165, p. 233–248.
- Potter, R.M., and Rossman, G.R., 1977, Desert varnish: The importance of clay minerals: *Science*, v. 196, p. 1446–1448, doi: 10.1126/science.196.4297.1446.
- Potter, R.M., and Rossman, G.R., 1979, The manganese- and iron-oxide mineralogy of desert varnish: *Chemical Geology*, v. 25, no. 1–2, p. 79–94, doi: 10.1016/0009-2541(79)90085-8.
- Rivard, B., Arvidson, R.E., Duncan, I.J., Sultan, M., and El Kaliouby, B., 1992, Varnish, sediment, and rock controls on the spectral reflectance of outcrops in arid regions: *Geology*, v. 20, p. 295–298, doi: 10.1130/0091-7613(1992)020<0295:VSARCO>2.3.CO;2.
- Rivard, B., Petroy, S.B., and Miller, J.R., 1993, Measured effects of desert varnish on the mid-infrared spectra of weathered rocks as an aid to TIMS imagery interpretation: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 31, no. 1, p. 284–291, doi: 10.1109/36.210468.
- Rowan, L.C., and Mars, J.C., 2003, Lithological mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data: *Remote Sensing of Environment*, v. 84, p. 350–366, doi: 10.1016/S0034-4257(02)00127-X.
- Rowan, L.C., Crowley, J.K., Schmidt, R.G., Ager, C.M., and Mars, J.C., 2000, Mapping hydrothermally altered rocks by analyzing hyperspectral image (AVIRIS) data of forested areas in the southeastern United States: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 68, no. 3, p. 145–166, doi: 10.1016/S0375-6742(99)00081-3.
- Rowan, L.C., Hook, S.J., Abrams, M.J., and Mars, J.C., 2003, Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), A new satellite-imaging system: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 98, p. 1019–1027.
- Rowan, L.C., Mars, J.C., and Simpson, C.J., 2005, Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): *Remote Sensing of Environment*, v. 99, p. 105–126, doi: 10.1016/j.rse.2004.11.021.
- Rowan, L.C., Schmidt, R.G., and Mars, J.C., 2006, Distribution of hydrothermally altered rock in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data: *Remote Sensing of Environment*, v. 104, p. 74–87, doi: 10.1016/j.rse.2006.05.014.
- Sabins, F., 1996, *Remote sensing: Principles and interpretation*: New York, Freeman and Co., 494 p.
- Sabine, C.V., Realmuto, V.J., and Taranik, J.V., 1994, Quantitative estimation of granitoid composition from thermal infrared multispectral scanner (TIMS) data, Desolation Wilderness, northern Sierra Nevada, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 4261–4271, doi: 10.1029/93JB03127.
- Salisbury, J.W., and D'Aria, D.M., 1992, Emissivity of terrestrial material in the 8–14  $\mu\text{m}$  atmospheric window: *Remote Sensing of Environment*, v. 42, p. 83–106, doi: 10.1016/0034-4257(92)90092-X.
- Sandmeier, R.S., 1995, A physically-based radiometric correction model: Correction of atmospheric effects in optical satellite data of rugged terrain [Ph.D. thesis]: Department of Geography, University of Zurich, Remote Sensing Laboratories, Remote Sensing Series, v. 26, 110 p.
- Saouque, A., Admou, H., Karson, J.A., Hefferan, J., and Reuber, I., 1989, Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer El Graara region, Anti-Atlas, Morocco: *Geology*, v. 17, p. 1107–1110, doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<1107:PATITB>2.3.CO;2.
- Saouque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., and Karson, J.A., 1992, Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti Atlas, Morocco: *Geologische Rundschau*, v. 81, p. 1–13, doi: 10.1007/BF01764536.
- Schiavo, A., and Taj-Eddine, K., Algouti, A., Benvenuti, M., Dal Piaz, G.V., Eddebbi, A., El Boukhari, A., Laftouhi, N., Massironi, M., Moratti, G., Ouanaïmi, H., Pasquare, G., and Visonà, D., 2007, Carte Géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Imitir—Notice explicative: *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, v. 518, 96 p.
- Sgavetti, M., Ferrari, M.C., Chiari, P., Fantozzi, L., and Longhi, I., 1995, Stratigraphic correlation by integrating photostratigraphy and remote sensing multispectral data: An example from Jurassic-Eocene strata, northern Somalia: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 79, p. 1571–1589.
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., and Liégeois, J.-P., 2004, A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco: *Journal of African Earth Sciences*, v. 39, no. 3–5, p. 217–226, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2004.07.046.
- Van Ruitenbeek, F.J.A., Debba, P., Van Der Meer, F.D., Cudahy, T., Van Der Meijde, M., and Hale, M., 2006, Mapping white micas and their absorption wavelengths using hyperspectral band ratios: *International Journal of Remote Sensing*, v. 18, p. 1245–1257.
- Vermote, E.F., Tanrè, D., Deuze, J.L., Herman, M., and Moretette, J.J., 1997, Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S): An overview: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 35, p. 675–686, doi: 10.1109/36.581987.
- Watts, D.R., Harris, N.B., and the NASA GLENN SOARS Working Group, 2005, Mapping granite and gneiss in domes along the North Hymalayan antiform with ASTER SWIR band ratios: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 879–886, doi: 10.1130/B25592.1.
- Yamaguchi, Y., Kahle, A.B., Tsu, H., Kawakami, T., and Pniel, M., 1998, Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, v. 36, p. 1062–1071, doi: 10.1109/36.700991.

MANUSCRIPT RECEIVED 8 SEPTEMBER 2007

REVISED MANUSCRIPT RECEIVED 30 MARCH 2008

MANUSCRIPT ACCEPTED 14 APRIL 2008

## **ALLEGATO B**

**BERTOLDI L, MASSIRONI M., VISONÀ D., CAROSI R., MONTOMOLI C., NALETTO G., PELIZZO M.G. (2010).** *Mapping the Buraburi granite in the Himalaya of Western Nepal: remote sensing analysis in a collisional belt with vegetation cover and extreme variation of topography.* Remote Sensing of Environments. In press.





Contents lists available at ScienceDirect

## Remote Sensing of Environment

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/rse](http://www.elsevier.com/locate/rse)

# Mapping the Buraburi granite in the Himalaya of Western Nepal: Remote sensing analysis in a collisional belt with vegetation cover and extreme variation of topography

Luca Bertoldi <sup>a,\*</sup>, Matteo Massironi <sup>a</sup>, Dario Visonà <sup>a</sup>, Rodolfo Carosi <sup>b</sup>, Chiara Montomoli <sup>b</sup>, Francesco Gubert <sup>a</sup>, Giampiero Naletto <sup>c</sup>, Maria G. Pelizzo <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova, Via Giotto 1, 35137 Padova, Italy

<sup>b</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa, Via S. Maria 53, 53126 Pisa, Italy

<sup>c</sup> Dipartimento di Ingegneria dell'Informazione, Università degli Studi di Padova, Via Gradenigo 6/B, 35131- Padova, Italy

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 5 July 2010

Received in revised form 22 December 2010

Accepted 24 December 2010

Available online xxxx

## Keywords:

ASTER

Band ratio

Geologic mapping

Granite

Himalaya

Lichens

Multispectral

Muscovite

Nepal

Remote sensing

PCA

## ABSTRACT

The aim of the present study is to define the most suitable methodologies for ASTER data pre-processing and analysis in order to enhance peraluminous granitoid rocks in rugged and vegetated. The research started with raw image data pre-processing and continued with a comparison of satellite, field and laboratory data. The masking technique adopted to isolate rocky pixels was of fundamental importance to perform further analysis. An integration of density-sliced images and false colour composite images of Band Ratio, Relative Absorption Band Depth and Principal Component Analysis allowed us to generate a geological map that highlights a new granitoid body (Buraburi Granite) and the surrounding host rocks in the Dolpo region (western Nepal). The Buraburi Granite was mapped and sampled integrating remotely sensed ASTER data with analysis of rocks and minerals spectral signatures. The innovative approach that we have adopted considers the absorption feature of particular lichen species (acidophilic). The results highlight the importance of considering acidophilic lichen means of detecting granitoid rocks. Furthermore, since peraluminous granitoids (i.e. Buraburi granite) have a considerable Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> bulk rock content, the Muscovite Al–OH absorption peaks centred in the 6th ASTER band were also considered an important parameter for their detection. Field observations confirm the results of remote sensing analysis showing the intrusive relationship between the newly discovered 110 km<sup>2</sup> granitoid body and the encasing rocks of the Higher Himalayan Crystalline and the Tibetan Sedimentary Sequence. In conclusion, the proposed methods have great potential for granitoid mapping in vegetated and rough terrains, particularly those with climatic and geological conditions similar to the ones of the Southern Himalayan belt.

© 2011 Published by Elsevier Inc.

## 1. Introduction

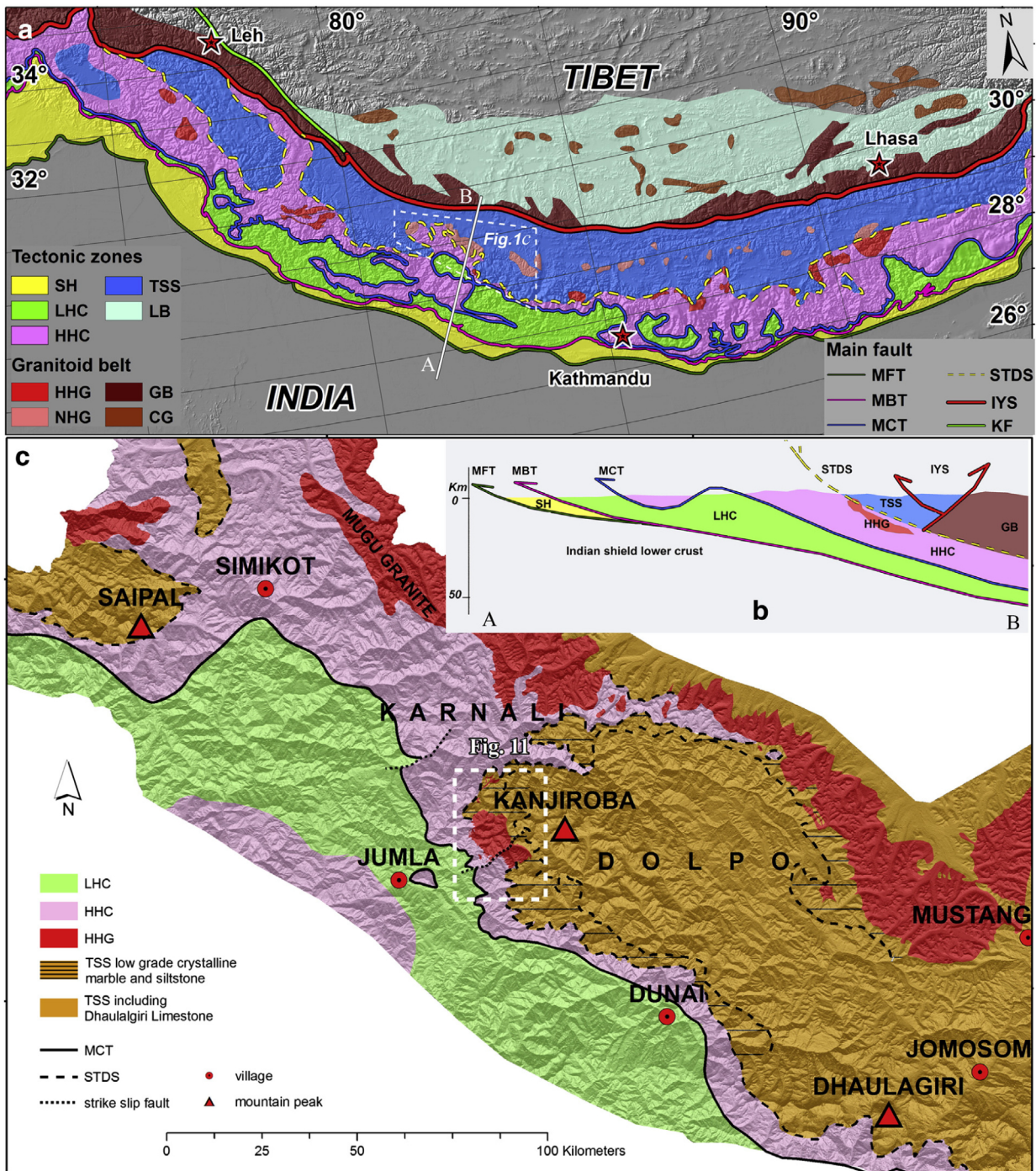
ASTER data are widely and successfully used for identifying and mapping lithologic units and hydrothermal alteration in well-exposed areas. Several methodologies have been proposed by numerous authors in order to distinguish between different compositions that characterize the investigated surfaces. Among the others, the most used include simple band-math operations like Band Ratio (BR) and Relative Absorption Band Depth (RBD—Abrams, Brown, Lepley, & Sadowski, 1983; Rowan, Mars, & Simpson, 2005; Ruitenbeek et al., 2006; Massironi et al., 2008) as well as complex statistical approaches like spectral matching (Mars & Rowan, 2006; Yamaguchi & Naito,

2003), Principal Component Analysis (PCA—e.g. Singh & Harrison, 1985; Massironi et al., 2008) and Spectral Angle Mapper (Massironi et al., 2008; McCubbin, Green, Lang, & Roberts, 1998; Rowan et al., 2005; Van der Meer, Vasquez-Torres, & Van Dijk, 1997). However, until now, ASTER data are largely used for lithological discriminations in desert environments with a flat or slightly rugged topography and without vegetation cover.

This work illustrates remote sensing methods for lithological identification and geological mapping in areas covered by snow and/or vegetation and characterized by extremely rugged terrain such as the Midwest Nepal region (Southern Himalayan range—Fig. 1a). In particular, we focussed our study on the detection of peraluminous granitoids that crop out within the south vergent Himalayan range.

After atmospheric and topographic corrections of ASTER data, we developed and applied a masking algorithm to isolate rocky pixels which prove to be a fundamental procedure to further elaborate

\* Corresponding author. Tel.: +39 049 8272000; fax: +39 049 8272010.  
E-mail address: [luca.bertoldi@unipd.it](mailto:luca.bertoldi@unipd.it) (L. Bertoldi).



**Fig. 1.** a) Himalayan range tectono-stratigraphic map: SH = Siwalik Hills–Subhimalayas molasses; LHC = Lesser Himalayan Crystalline; HHC = Higher Himalayan Crystalline; TSS = Tibetan Sedimentary Sequence; LB = Lhasa Block; HHG = Higher Himalayan Granitoid; NHG = North Himalayan Granitoid; GB = Gangdese Batholith; CG = Cretaceous granite; MFT = Main Frontal Thrust; MBT = Main Boundary Thrust; MCT = Main Central Thrust; STDS = South Tibetan Detachment System; IYSZ = Indus–Yarlung Suture Zone; KF = Karakorum Fault (modify after Debon et al., 1986; Searle & Godin, 2003, and references therein). b) Geological section (A–B) across the western Nepal. c) Regional geological setting modified using LANDSAT and ASTER (present study) satellite images.

studies of such an unfavourable environment. Hence, we evaluated ASTER performance in lithological discrimination and mapping, comparing satellite signatures with laboratory ones and on this basis applied specific image processing techniques. In particular, an integration of density-sliced and false colour composite images of Band Ratio, Relative Absorption Band Depth and Principal Component Analysis allowed us to generate a geological map that highlights a previously unknown large granitoid body and the surrounding host rocks in the Dolpo region (western Nepal).

In autumn 2008 and 2009, in collaboration with NAST-Ev-K2-CNR (High Altitude Scientific and Technological Research Project) two field

missions were carried out. The group surveyed the geology along a three hundred kilometers track, confirming the presence of the granitic pluton, named Buraburi Granite (BG) (Fig. 1c) after the highest peak in the area (Buraburi-Buddha-Buddhi, 5387 m a.s.l.). Ground surveys were aimed to both to collect samples and check remote sensing preliminary findings, so placing constrain to the granite outline.

Our results point out the effectiveness of considering the absorption features of particular lichens species (acidophilic) as a proxy for the detection of granitoid rocks as well as the Muscovite Al–OH absorption centred in the 6th ASTER band.



## 2. Geological setting

The Himalayan orogen is the highest young mountain range on Earth, derived from the Eocene collision between the Indian and Eurasian plates. The Nepal mountain range in the Himalayas is classically divided into four litho tectonic units (from bottom to top: Sub-Himalayas molasse; Lesser Himalayan Crystalline-LHC; Higher Himalayan Crystalline-HHC; Tibetan Sedimentary Sequence-TSS) running parallel to the belt for more than 2400 km and bounded by four north dipping Cenozoic fault systems (Fig. 1a–b—Gansser, 1964; Le Fort, 1975; Upreti, 1999; Hodges, 2000 with references therein). The metamorphic grade of these units generally increases towards the HHC core and decreases towards the STDS (Fraser, Worley, & Sandiford, 2000).

The Subhimalayan molasse, which consists of Neogene to Quaternary foreland basin deposits, crops out in the foothills (Sivalik Hills) of the Himalayan Range and thrusts over the quaternary Indo-Gangetic Plain alluvial deposit along the Main Frontal Thrust (MFT). The low-grade LHC is mainly composed of Upper Proterozoic to Lower Cenozoic sediments from the Indian continental margin and represents the southernmost facies of the Tethyan Sea. The LHC thrusts over the Subhimalayan molasse along the Main Boundary Thrust (MBT) and is in turn overthrust by the high-grade HHC, along the main Central Thrust (MCT). The inverted metamorphism of the Himalaya and the Cenozoic orogenic magmatism are generally related to movement along the MCT that brought a hot slab of medium-lower Indian crust over the LHC. The HHC is composed of upper amphibolite-grade metasedimentary and metaigneous rocks formed in a time span from late Proterozoic to middle Cambrian and metamorphosed mostly during the Tertiary collision (De Celles, Gehrels, Quade, LaReau, & Spurlin, 2000; Parrish & Hodges, 1996). The TSS lies between the South Tibetan Detachment System (STDS), which is a normal fault system separating it from the underlying metamorphics of the HHC, and the Indus-Yarlung Suture Zone (IYSZ). It is represented by Cambrian to Cretaceous-Eocene fossiliferous sedimentary rocks deposited in a more distal part of the Tethys than the LHC sediments (Fig. 1a) (Upreti, 1999).

Along the Himalayan range four plutonic belts have been distinguished on the basis of the tectonic framework: North Himalayan Granites (NHG), the Higher Himalayan Granites (HHG), the Gandgese batholiths (GB) and the Cretaceous granites (CG) (see also Debon, Le Fort, Sheppard, & Sonet, 1986). Recent works (e.g. Watts & Harris, 2005; Aoya et al., 2006, and references therein) show that the NHG are petrographically and geochemically similar to the HHG. In this paper we will focus on the HHG which lie between HHC and TSS.

### 2.1. Higher Himalayan Crystalline (HHC)

The HHC is a ~30 km thick sequence of medium- to high-grade metamorphic rocks that encompasses the areas with highest topographic relief. Most of the metasediments forming the HHC have been deposited between 680 and 480 Ma (late Proterozoic to late Cambrian). These ages have been constrained as the youngest age of detrital Zircons and the intrusion of Palaeozoic granites respectively (De Celles et al., 2000; Richards et al., 2005).

HHC is usually regarded as a single crystalline unit throughout the Himalayan belt, comprising upper amphibolite-grade schists, gneisses, migmatites and calc-silicates, with similar tectonic and metamorphic features. Nevertheless, from the bottom of the HHC to the top, the following units are reported: i) Kyanite to Sillimanite-Garnet-two Micas bearing paragneisses; ii) augen gneiss with calc-silicate/quartzitic and Garnet bearing amphibolite intercalations; iii) orthogneiss and migmatitic gneiss intruded by sills and dikes of two-Mica and/or Tourmaline leucogranites (HHG) (Le Fort, 1975; Searle & Godin, 2003; Carosi, Montomoli, Rubatto, & Visonà, 2010; Carosi, Montomoli, & Visonà, 2007).

Many authors have assumed that the HHC represents extruded or flowing material from beneath southern Tibet along an orogenic channel (extrusion: Burchfiel et al., 1992; channel flow: Beaumont, Jamieson, Nguyen, & Lee, 2001; Law, Searle, & Godin, 2006). This model proposes a simultaneous thrusting along the MCT and a normal motion along the STDS (Burchfiel et al., 1992; Cottle et al., 2007, and references therein).

### 2.2. Higher Himalayan Granitoid (HHG)

In many places of the Himalayan range, Oligo-Miocene leucogranite intrusions, crop out over a distance of 2500 kilometers along the tectonic boundary between the high-grade metamorphic rocks of the HHC and the TSS (Upreti, 1999) (Fig. 1). The contact between HHC and TSS, formerly considered simply gradational without any structural break (Fuchs & Frank, 1970; Gansser, 1964), has been recognized to be a normal shear zone and a normal fault system (Burchfiel et al., 1992; Burg & Chen, 1984; Carosi, Lombardo, Molli, Musumeci, & Pertusati, 1998; Searle & Godin, 2003), the STDS. Some authors regarded the Oligo-Miocene leucogranites as confined to the top of the HHC and in the STDS footwall (Chame area: Searle et al., 1997; Searle & Godin, 2003; Gurla Mandhata area: Murphy et al., 2002; Buthan area: Edwards & Harrison, 1997), but some debated exceptions have been reported such as the Manaslu leucogranites in central Nepal (Colchen, Le Fort, & Pêcher, 1986; Guillot, Hodges, Le Fort, & Pêcher, 1995; Le Fort, 1975; Searle & Godin, 2003) and small leucogranites west of Simikot area (Murphy & Copeland, 2005) (Fig. 1b), both cross cutting the STDS up to the TSS.

These Higher Himalayan leucogranites (HHG) are peraluminous Muscovite ± Tourmaline/Biotite bearing granites of minimum melt composition (e.g. Le Fort et al., 1987). HHG are petrographically formed by Quartz + Plagioclase (An<sub>21</sub> to An<sub>2</sub>) + K-feldspar + Muscovite with variable amounts of Biotite, Garnet, Tourmaline and accessory phases mainly represented by Apatite, Monazite, Zircon, Beryl, Cordierite and aluminosilicates (Dèzes, 1999; Visonà & Lombardo, 2002).

The leucogranites have multiple generation stages represented by a complex network of dykes and sills. Most granite bodies yield Monazite U/Pb age around 24–19 Ma (Searle & Godin, 2003, and references therein), even if some of these are of younger age, ranging between 14 and 7 Ma (Leech, 2008, and references therein).

### 2.3. Tibetan Sedimentary Sequence (TSS)

The 40 km wide and 7 km thick TSS (Fuchs & Poudel, 1998) crops out between the STDS and the IYSZ (Fig. 1a). TSS is a folded sequence of marine sediments of Cambrian to Eocene age deposited on the northern Indian continental margin in the Tethyan Ocean (Garzanti, 1999; Liu & Einsele, 1994; Upreti, 1999). In the lowermost part the TSS is composed of low-grade metamorphic rocks (metasandstone, phyllite, quartzite and metalimestone) referred to as Cambro-Ordovician sedimentary sequences (Carosi et al., 2007; Crouzet et al., 2007; Fuchs, 1977; Fuchs & Frank, 1970; Garzanti, Gorza, Martellini, & Nicora, 1994).

## 3. Study area description

The study area is located in the remote Karnali administrative district of the Midwest Nepali region, between the Mugu Karnali and Jumla districts (Fig. 1c). Western Nepal is a mid-latitude alpine environment (Cwa–Koppen classification) where winter is the dry season. However the medium-high annual precipitation rate (400–800 mm/year) causes an abundant presence of vegetation at lower altitudes (2500–4000 m) and ice-snow-glaciers at higher altitudes (4500–7000 m).

In the 60's and 70's Fuchs and co-workers carried out an extensive mapping in this sector of the orogenic belt (Fuchs, 1964; 1967, 1973–74,

1977; Fuchs & Frank, 1970; Frank & Fuchs, 1970). In this work, they reported the presence of a portion of a granite body with very uncertain boundaries in the zone between Mugu Karnali Kola and Kanjiroba Massif (Fig. 1b). The authors interpreted this body as the southern portion of the larger Mugu granite, which is actually located further to the north. Arita, Shiraishi, and Hayashi (1984) also reported the occurrence of granitic body intruding both the HHC and the TSS, but they did not define its boundaries.

From that time onwards, nobody has been able to survey this zone and the granite body has been gradually forgotten. Consequently it has not been reported in the most recent papers and maps, whereas the Mugu pluton is mapped north of the Mugu Karnali River (Hagen, 1969; Harrison et al., 1997).

About thirty years after the last geological survey (the Dolpo region is infamous for the lack of logistical facilities, poor tracks and absence of detailed maps), we were able to partly sample the granites and the wall rocks described by Fuchs and co-workers in the seventies and Arita in 1984.

HHC crops out below 4000 m and it is abundantly covered by vegetation. Fresh HHC surfaces occur only along rivers, whereas the walls are covered by mosses and lichens. These rocks belong to the upper HHC lithologies, in particular Kyanite gneisses and migmatites, both with the same mineralogical association: Quartz, Feldspar, Muscovite and Biotite. These units are intruded by a network of aplitic and leucogranitic dykes. They appear either planar undeformed or deformed in pinch and swell structures and folds.

The granites crop out over 4000 m of elevation showing clear intrusive contacts within HHC and TSS in the region surrounding the Buraburi peak entirely made up by granites. Hence, these rocks surely belong to the HHG plutonic belt, but the question of whether they define an isolated pluton or not was left to remote sensing analysis.

The Buraburi granite (BG) is characterized by the mineralogical association: Quartz, Feldspar, Muscovite, Tourmaline and Biotite. An average of 70% of lichen cover was found on almost all BG outcrops and the exposed surfaces are mainly composed of an intimate mixing between lichens and bare/coated leucogranite. For this reason, we collected both bare granite samples with different textural and grain-size characteristics and lichen covered granite surfaces.

The TSS rocks examined during the field survey are metamorphosed in greenschist facies and they are characterized by metasandstone, quartzite and metalimestone with a mineral assemblage formed by Calcite, Quartz, Biotite, Muscovite, Chlorite and Scapolite. These lithologies are referred to as the lower portion of the TSS and crop out mainly above 5000 m. At these elevations climatic conditions are extreme, therefore the lichen cover strongly decreases leaving coated and bare calc-silicate surfaces in an intimate mixing at the centimetre scale.

## 4. ASTER data preparation

### 4.1. ASTER data

ASTER is a multispectral (14 bands) system including three instruments: a visible-near infrared sub-system (VNIR) allowing radiometric measurements and stereo-acquisition, a short-wave infrared (SWIR) radiometer and a thermal infrared (TIR) radiometer (Table 1) (Abrams, Hook, & Ramachandran, 2002; Fujisada, 1995).

In this study, two ASTER\_L1A scenes centred at 29.38°N and 82.65°E were used: the granule ASTL1A 0212280518470301140466 acquired in winter 12/28/2002 (A1) and the granule ASTL1A 070719-051750-070723-0026 acquired in summer 07/19/2007 (A2) (Fig. 2a).

**Table 1**  
ASTER instruments performances (modify after Abrams et al., 2002).

Radiometer	Spatial resolution	Aster band	Wavelength (nm)	Wavelength (1/cm)	Bandwidth (nm)	S/N—Signal to noise
VNIR	15 m	1	556	17,986	90	≥ 140%
		2	661	15,129	60	≥ 140%
		3	807	12,392	100	≥ 140%
SWIR	30 m	4	1656	6039	92	≥ 140%
		5	2167	4615	35	≥ 54%
		6	2208	4529	40	≥ 54%
		7	2266	4413	47	≥ 54%
		8	2336	4281	70	≥ 70%
		9	2400	4167	68	≥ 54%
		10	8291	1206	344	≤ 0.3 K
TIR	90 m	11	8634	1158	347	≤ 0.3 K
		12	9075	1102	361	≤ 0.3 K
		13	10,657	938	667	≤ 0.3 K
		14	11303	885	593	≤ 0.3 K

We chose two images in order to overcome seasonal complications and increase our potential of detecting rocky surface exposures. In fact, the winter image is characterized by a dry atmosphere and abundant snow cover, while the summer image is dominated by atmospheric haze, clouds and a well developed vegetation cover.

The morphological information was derived from ASTER GDEM—ASTGTM\_N29E082, a tile of the ASTER GLOBAL DIGITAL ELEVATION MODELS (METI-NASA products, <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>). These DEMs, derived from ASTER stereo-pair images, have a grid resolution of about 29 m/pixel and an estimated accuracy of 20 m at 95% confidence for elevation and 30 m at 95% confidence for horizontal coordinate ([https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/aster\\_products\\_table/routine/global\\_digital\\_elevation\\_model/v1/astgtm/](https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products/aster_products_table/routine/global_digital_elevation_model/v1/astgtm/)).

The ASTGTM\_N29E082 data, clipped according to the ASTER images geographical border, reveals a mean height of 4316 m above sea level with a standard deviation of 662 m. The elevation values are between a minimum of 2656 m and a maximum of 6565 m. The mountainous terrain has a mean slope of 30° with a standard deviation of 12.5°.

We calculated the shadowed coverage for each ASTER image according to the following formula:

$$\cos(I) = \cos(SZ) \cos(TS) + \sin(SZ) \sin(TS) \cos(SA - TA)$$

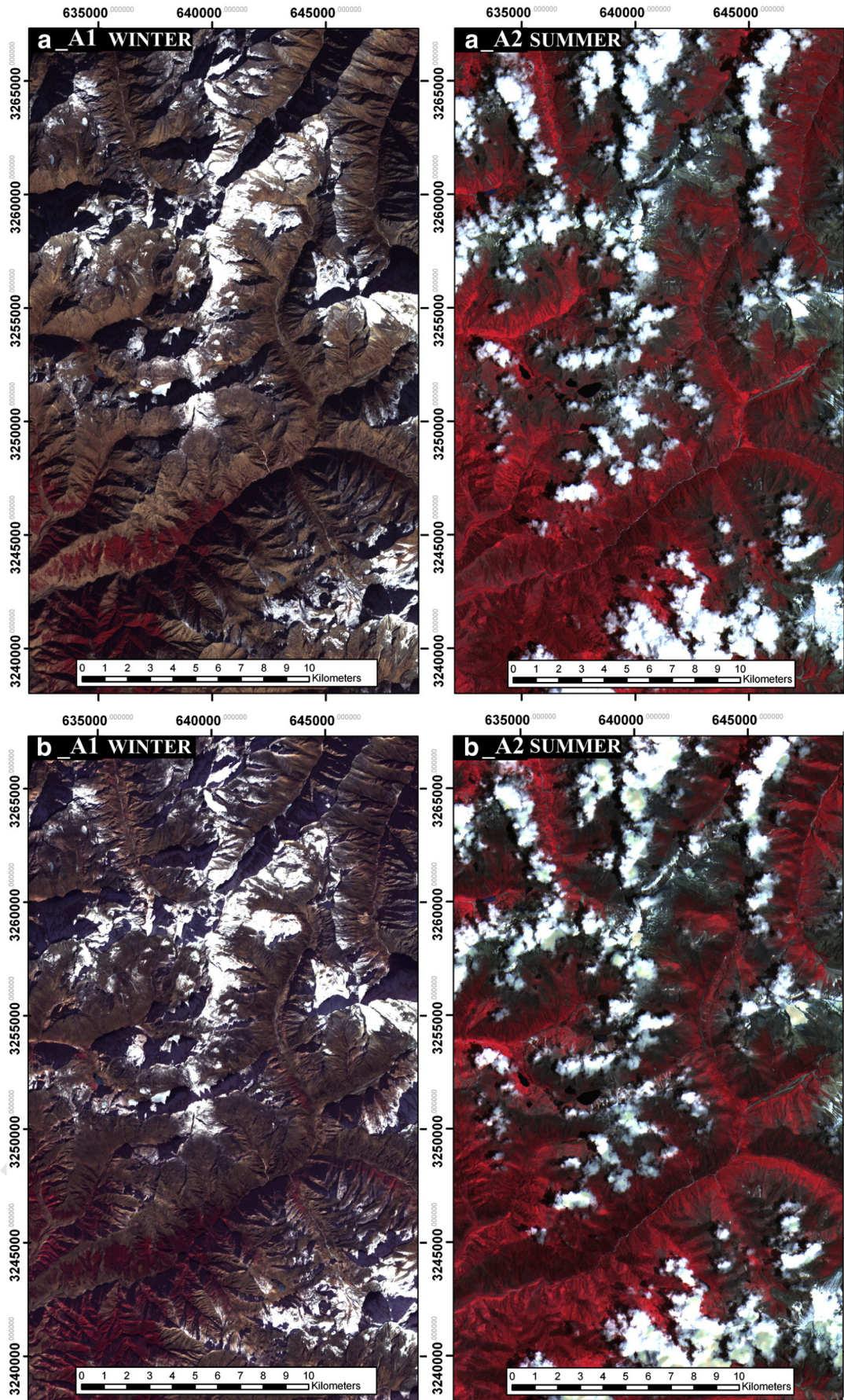
where  $\cos(I)$  is Illumination, TS and TA are the Terrain Slope and the Terrain Angle respectively, SA is Solar Azimuth and SZ is Solar Zenith. SA and SZ depend on the position of the sun at the time of image acquisition and were assumed constant throughout the whole scene, whereas TS and TA were derived from the ASTERGDEM. For the A1 winter image we obtained a 49% of shadow cover ( $SA = 159.8^\circ$ ,  $SZ = 55.3^\circ$ ), while for the A2 summer image only 6.4% of shadow cover ( $SA = 110.6^\circ$ ,  $SZ = 19.5^\circ$ ). We considered as “shadowed” all the pixels whose Illumination value is smaller than 0.5.

### 4.2. ASTER data pre-processing

The pre-processing procedures are essential to obtain spatially and radiometrically corrected images in order to analyze and compare spectral data. In particular, we followed the sequence of steps, summarized in the flowchart of Fig. 3.

Firstly, we performed the radiometric calibration to transform the L1A digital numbers (DN) in at-sensor radiance values ( $R = W/m^2/sr/\mu m$ ). Afterwards, all the ASTER bands were georeferenced and

**Fig. 2.** False colours composites of 321 bands: A1 corresponds to granule ASTL1A 0212280518470301140466 acquired in winter 12/28/2002 and A2 to granule ASTL1A 070719-051750-070723-0026 acquired in summer 07/19/2007. a) Atmospheric corrected images; b) images after Minnaert topographic correction. Red hue, meaning high reflectance in band 3 compared to bands 2 and 1, highlights the presence of green vegetation. The variation in green vegetation cover between summer and winter is easily recognizable in the images. The summer image has also a widespread cloud cover. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



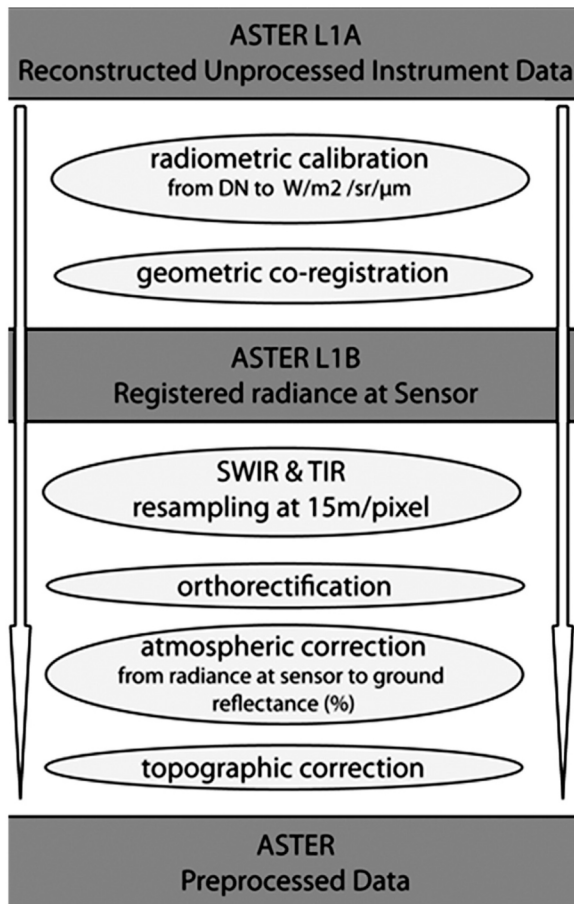


Fig. 3. ASTER pre-processing steps flowchart.

orthorectified taking the ASTER GDEM as the topographic base. At the same time, SWIR and TIR bands were resampled at resolution of 15 m/pixel by means of a nearest neighbour operator.

The VNIR and SWIR bands were converted from at-sensor radiance into surface reflectance using the Fast Line-of-Sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (FLAASH), the atmospheric correction module implemented in ENVI. FLAASH incorporates the MODTRAN4 radiation transfer code (Cooley et al., 2002). The aerosol absorption model chosen for both images was Rural while the atmospheric model chosen for image A1 was of Mid-latitude winter (0.98 g/cm<sup>3</sup> atmospheric water vapour amount) and for image A2 of Mid-latitude summer (2.92 g/cm<sup>3</sup> atmospheric water vapour amount).

Finally the VNIR-SWIR surface reflectance images were topographically corrected using the non Lambertian Minnaert equation (Ekstrand, 1996; Mishra, Sharma, Singh, Thakur, & Kumar, 2009; Riano, Chuvieco, Salas, & Aguado, 2003; Richter, 1997):

$$R_0 = R (\cos(SZ) / \cos(I))^{Kb}$$

where  $R_0$  is the reflectance of a horizontal surface and  $R$  is the reflectance of an inclined surface. The Minnaert constant ( $Kb$ ) is different for each band and reflects the Lambertian behaviour of the surface at different wavelengths.  $Kb$  ranges between 0 (specular reflector) and 1 (Lambertian surface).  $Kb$  values were calculated by a linear regression analysis using the following equation (Smith, Lin, & Ranson, 1980; Soenen, Peddle, & Coburn, 2005):

$$\log(R \cos(TS)) = \log(R_0) + Kb \log(\cos(I) \cos(TS))$$

where  $Kb$  and  $\log(R_0)$  are the regression coefficients.

Although the Minnaert correction improves the image spectral quality, areas covered by shadow are generally overcorrected due to the assumption that for a given band the Lambertian coefficient, represented by Minnaert constant, does not change in the whole scene (Fig. 2b).

TIR bands were corrected for the atmosphere after orthorectification, using the ENVI utility named Thermal Atmospheric Correction, which is based on a Normalized Pixel Regression method (Scheidt, Ramsey, & Lancaster, 2008).

#### 4.3. ASTER data masking (Rocky pixel extraction)

Three-level masking was performed on both images, two of these were necessary to isolate rocky pixels and the latter one to overcome ASTER SWIR sensor problems in shadowed areas.

First of all, a binary mask based on the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) was applied. For the ASTER sensor, NDVI is defined as follows:

$$NDVI = (band3 - band2) / (band3 + band2)$$

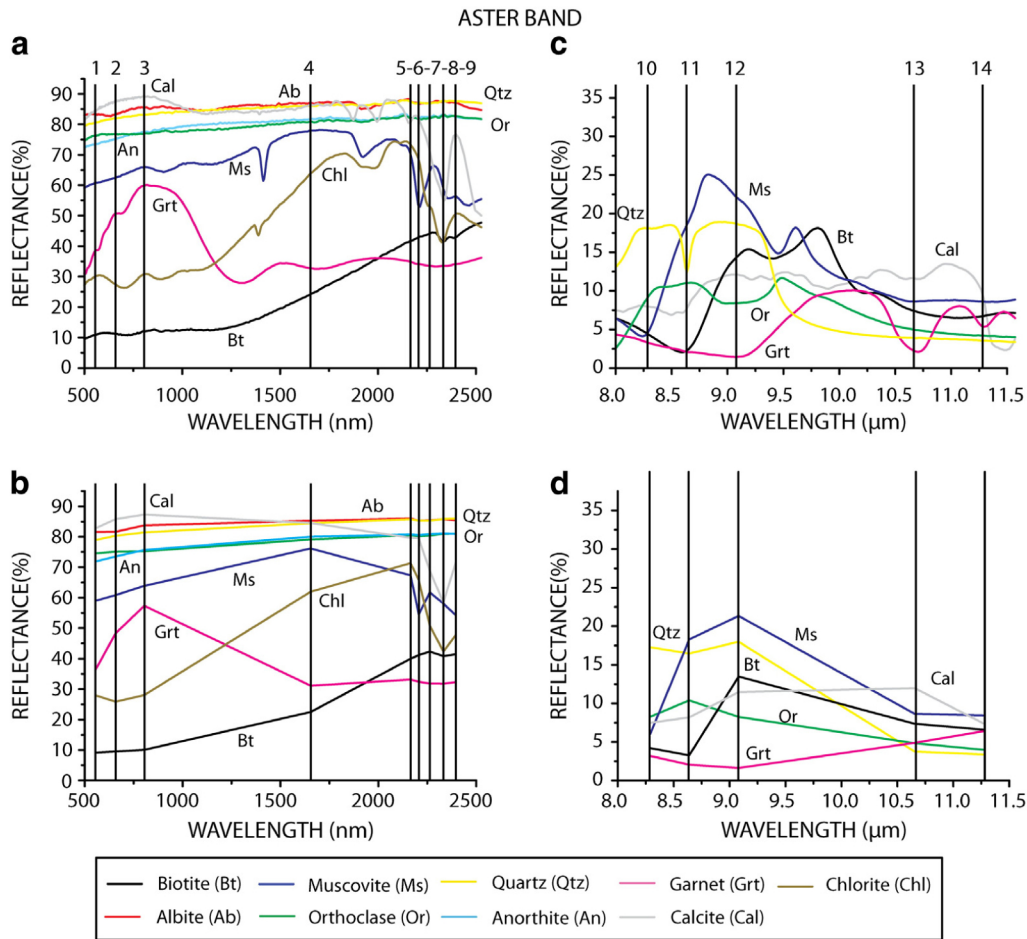
Negative NDVI values indicate cloud and snow/ice pixels since these are more reflective in the VIS region than in the NIR one. NDVI values greater than 0.2–0.3 are evidence of vegetation (Fung & Siu, 2000). In particular, values greater than 0.2 represent vegetated pixels in the A1 winter image, since it is characterized by dry vegetation in its dormant phase and partially lacking in chlorophyll absorption. On the other hand, values greater than 0.3 are vegetated pixels in the A2 summer image. NDVI values between 0 and 0.2–0.3 include rocks and soils pixel, as well as snow/ice and cloud pixels. To filter out all the non rocky pixels, a second binary mask based on the ratio between NIR band 3 and SWIR band 4 ratio was performed. Ratio values greater than 1 mean an absorption increase in the SWIR region and consequently the presence of snowy/icy or cloudy pixels. Hence, all pixels with a NDVI between 0 and 0.2–0.3 and band 3/band 4 ratios less than 1 were defined as rocky pixels.

Despite the pre-processing topographic correction, the SWIR signatures in shadowed areas are affected by simultaneous 4th, 6th and 8th band false absorption peaks, resulting in anomalously high relative reflectance in bands 5 and 9. This problem is probably due to low signal-to-noise ratio in shadowed zones (see also Mars & Rowan, 2006). Consequently, we applied a third binary mask, in order to isolate shadowed area, namely those with  $\cos(I) < 0.5$ .

The binary masks addition revealed 18% of rocky pixels in A1 and 15% in A2 with a total of 27% of rocky pixels in the whole study area.

#### 5. Spectroscopy

We focused our study on the spectral signatures of minerals forming the rocks of HHC, TSS and HHG, mainly represented by Quartz, Feldspar, Muscovite, Biotite, Calcite, Garnet and Kyanite (Fig. 4). In order to define the spectral separability of these minerals, we analyzed the high resolution laboratory spectral signatures of rocks and minerals from the ASTER Spectral Library version 2.0 (Baldridge, Hook, Grove, & Rivera, 2009). This library includes contributions from the Jet Propulsion Laboratory (JPL), Johns Hopkins University (JHU) and the United States Geological Survey (USGS). Complementary spectral libraries have been made available from <http://speclab.cr.usgs.gov> (Christensen et al., 2000) and [http://pds.geosciences.wustl.edu/mission/mro/spectral\\_library.htm](http://pds.geosciences.wustl.edu/mission/mro/spectral_library.htm) (Clark, Swayze, Gallagher, King, & Calvin, 1993; Clark et al., 2007). In addition, we collected rock and mineral spectral signatures using the laboratory spectrophotometer Cary5000 (Varian), obtaining high resolution hemispherical reflectance spectra (from 350 to 2500 nm with 1 nm band interval sampling) on field samples (Fig. 5a). The sample area



**Fig. 4.** Visible-Infrared (a–b) and Thermal Infrared (c–d) spectra of selected minerals from Johns Hopkins University Spectral Library and USGS Mineral Spectral Library. Spectra at full resolutions (a–c) and ASTER resampled (b–d). Quartz (Qtz), Muscovite (Ms), Biotite (Bt) and Feldspar (Albite, Ab; Anorthite, An; Orthoclase, Or) are minerals representative of BG; Calcite (Ca), Chlorite (Chl), Qtz and Bt are minerals representative of TSS, whereas Qtz, Bt, Ms, Garnet (Grt) and Feldspar (Ab–An–Or) are minerals representative of HHC.

analyzed by a single spot is 1 cm<sup>2</sup>, therefore on each sample we analyzed three spots, obtaining a single mean spectral signature.

### 5.1. VNIR-SWIR spectroscopy

Feldspar and Quartz generally do not show any absorption features in VNIR-SWIR regions, with the exception of a small absorption peak observed at 2.22 μm. This results from vibration modes from isolated OH point defects of Si–OH groups (Cordier & Doukhan, 1991, and references therein). Fe–Mg Garnet, abundant in HHC, shows only a strong reflectance maximum at 0.8 μm (Fig. 4a).

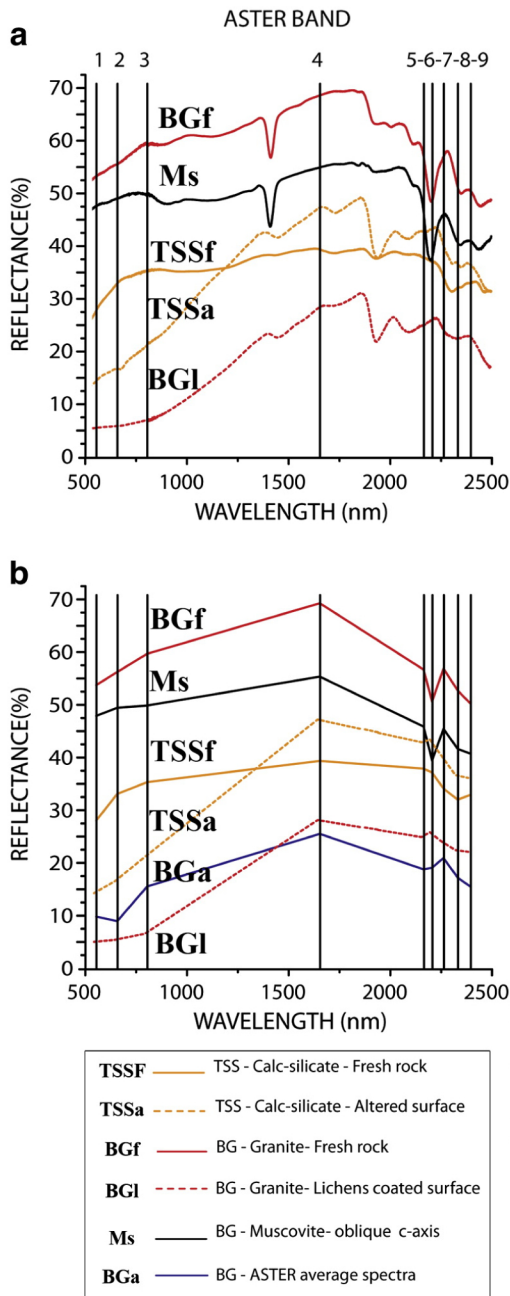
Phyllosilicates and carbonate minerals show spectral absorption features in the SWIR and TIR regions (Fig. 4a–c). Looking more closely, VNIR-SWIR spectroscopy is particularly suited to distinguish Muscovite (found abundantly in BG) from Biotite (found in HHC and TSS). Muscovite with high Al and low Fe content shows three Al–OH vibrational bond peaks, a major one at 2.2 μm and two secondaries at 2.34–2.35 and 2.44 μm (Duke, 1995; Vedder, 1964); on the other hand Biotite with its high Mg and Fe content, is characterized by a weak Fe<sup>2+</sup>–Fe<sup>3+</sup> crystal field electronic absorption at 0.72 μm and two Mg–OH vibrational bonds absorption peak at 2.33 and 2.39 μm.

Chlorite is a common metamorphic mineral, usually indicative of low-grade metamorphism, typically found within the lower TSS greenschists. Chlorite shows the same absorption features, due to Mg–OH bonds, of the Biotite but deeper and wider (ranging from 2.30 to 2.36 μm). Moreover, a small absorption peak at 2.25 μm proves the presence of Fe–OH bonds. Calcite, found abundantly in both the TSS

calc-silicates and carbonatic units, has an absorption peak due to C–O<sub>3</sub> vibrational bonds at 2.34 μm (Pontual, Merry, & Gamson, 1997), well distinguishable from the Chlorite–MgOH one for its particular asymmetry (Fig. 4c).

As Fig. 5a shows, bare granite average spectrum (BGf) is very similar to the Muscovite ones (Ms). The latter results from a mean between three spectra collected at different orientations over a giant crystal separated from a granite sample. Both Muscovite and granite signatures display the well developed Al–OH absorption peak centered at 2.2 μm. On the other hand, the spectral signature collected on a fresh cut sample of calc-silicate, representative of TSS (TSSf in Fig. 5a), displays an asymmetric absorption peak at 2.2–2.6 μm related to the joint effect of Calcite, Chlorite and Biotite. Furthermore, we have measured the average spectrum resulting from the calc-silicate coated surface (TSSa in Fig. 5a), mainly composed by a thin layer of clay alteration minerals. The TSS coated surface spectrum (TSSa) shows three main absorption peaks centered at 1.9, 2.1 and 2.3 μm, related to minerals containing constituent OH groups (clay–Hunt, 1979).

BG outcrop surfaces are more frequently covered by lichens than those of the TSS. Therefore, two different BG surfaces, covered by lichens, have been analyzed using the spectrophotometer. Looking at Fig. 5a, the average spectrum of the BG lichen surface (BGl) shows the main absorption peak centered at 2.1 μm, on the left shoulder of the Muscovite one. It demonstrates how the presence of lichens may hide the main diagnostic feature of an Al-granite. The 2.1 μm absorption peak is mainly due to the overlapping of the leaf water and cellulose-lignin peaks (Jacquemoud & Baret, 1990).



**Fig. 5.** Visible-Infrared laboratory spectra at full resolution (a) and ASTER resampled (b). BGf (Red line) = BG fresh rock; BGI (red hatch-line) = BG lichens coated surface; TSSf (orange line) = TSS calc-silicate fresh rock; TSSa (orange hatch-line) = TSS coated surface; Ms (black line) = Muscovite cut obliquely to c-axis; BGa (blue line) = BG, ASTER image average spectra. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

466 5.2. TIR spectroscopy

467 TIR spectral region is characterized by surface thermal emission.  
 468 The spectral signatures of most solids in the TIR wavelength region  
 469 have features which are characteristics of the surface composition,  
 470 like restrahlen effect and Christiansen frequencies. In more detail,  
 471 emission maxima are named Christiansen peaks, whereas the minima  
 472 are named restrahlen bands (e.g. Hapke, 1993). Silicates have both  
 473 minima, related to fundamental Si-O vibration, and maxima just  
 474 before the onset of the main absorption related to the restrahlen  
 475 effect. Peak position shifts from near 9 μm for complex silicates chains  
 476 (i.e. tectosilicate) towards longer wavelengths up to 11.5 μm for the  
 477 simplest SiO<sub>4</sub> tetrahedral (soro- and neso-silicate), reflecting the silica

478 polymerization degree. Moreover, the location of Christiansen peak  
 479 allows discrimination between felsic and mafic material, since it shifts  
 480 from 7 μm to 9 μm as the SiO<sub>2</sub> decreases (Christensen et al., 2000;  
 481 Elachi & Van Zyl, 2006; Watanabe & Matsuo, 2003). Q6

482 The reflectance (R) is related to emissivity (E) by means of the  
 483 Kirchhoff's Law (Nicodemus, 1965): E + R = 1, which has been  
 484 verified by both laboratory and field measurements (Korb, Dybwad,  
 485 Wadsworth, & Salisbury, 1996; Salisbury, Wald, & D'Aria, 1994).  
 486 Hence according to this equation each emission maximum corre-  
 487 sponds to a reflectance minimum and vice-versa.

488 In accordance with the aforementioned general rules, TIR  
 489 reflectance spectra of Quartz (a tectosilicate), shows Christiansen  
 490 frequencies at 8.4 and 9 μm, whereas Almandine-Garnet, (a neso-  
 491 silicates) found abundantly in HHC, at 10.2 and 11.1 μm (Fig. 4c).  
 492 Also the phyllosilicates are distinguishable from the position of the  
 493 Christiansen frequencies. Indeed, Muscovite is associated with a  
 494 diagnostic emission maximum (reflectance minimum) at 8.2 μm and  
 495 Biotite at 8.6 μm (Fig. 4c). Finally, Calcite has a weak emission at  
 496 11.5 μm, resulting from vibration of the CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> group (Fig. 4c).

6. ASTER spectral signatures (from laboratory to satellite: a comparison) 497 498

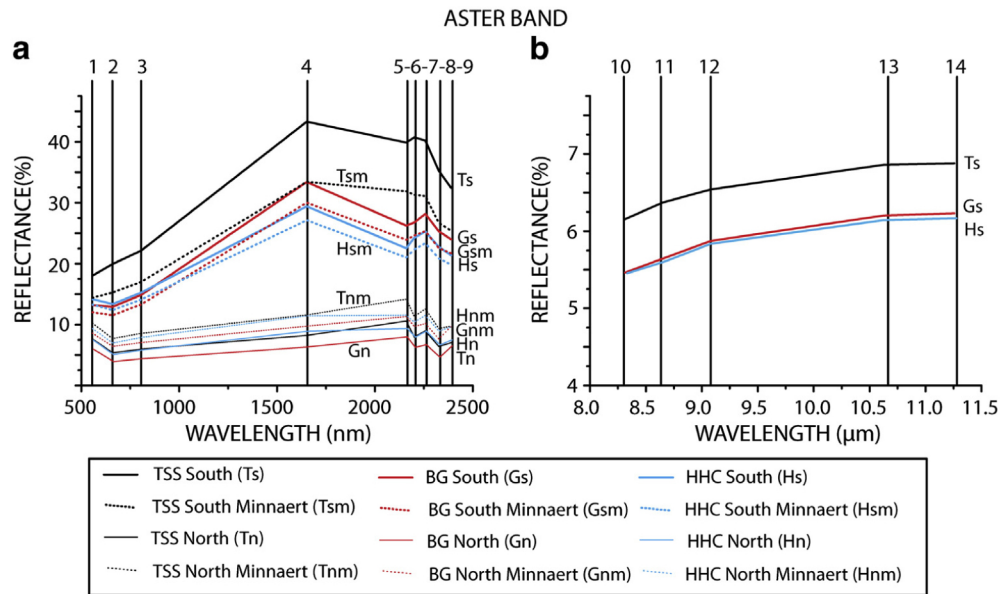
499 In comparing satellite and laboratory spectra widely known  
 500 problems exist relating to the sensor resolution and signal-to-noise  
 501 ratio, the acquisition geometry and the environmental condition at the  
 502 time of data collection (Ehlers, 1991; Kruse et al., 1993). In order to  
 503 reduce these discrepancies we performed a topographic correction on  
 504 ASTER images, beyond the routine atmospheric correction (see sub-  
 505 Section 4.1). In addition, to allow a comparison with the satellite data  
 506 (Table 1, Fig. 6a), the laboratory spectra (spectral resolution = 1–10 nm)  
 507 (Fig. 4a–c, Fig. 5a) have been resampled to the ASTER spectral resolution  
 508 using ASTER spectral profiles ([http://www.science.aster.ersdac.or.jp/en/about\\_aster/\\_sensor/index.html](http://www.science.aster.ersdac.or.jp/en/about_aster/_sensor/index.html)). As Fig. 4 and Fig. 5 show, the main  
 509 characteristic features of the high resolution laboratory signatures do not  
 510 disappear when resampled at the lower ASTER resolution. 511

512 Nonetheless, relevant scaling discrepancies between satellite and  
 513 laboratory measurements occur. In fact, the average signatures collected  
 514 from the samples represent a surface of about 3 cm<sup>2</sup> whereas those  
 515 collected from the satellite image correspond to about 4.5 · 10<sup>6</sup> cm<sup>2</sup>. For  
 516 these reasons we adopted a qualitative approach in comparing remotely  
 517 sensed and laboratory spectra in order to choose the correct image  
 518 elaboration for the lithological mapping and discrimination.

6.1. VNIR-SWIR signatures 519

520 Fig. 6a shows BG (G-), TSS (T-) and HHC (H-) average spectral  
 521 signatures resulting from Regions of Interest (ROI) of 200 pixels. Each  
 522 ROI region results from pixels clustering over areas characterized by  
 523 outcrops of the same rock type (BG granites, TSS calc-silicates, and HHC  
 524 paragneisses and migmatites). In particular, in Fig. 6a signatures are  
 525 reported collected on the north (-n, cos(I) < 0.5) and south (-s, cos(I) >  
 526 0.5) mountainsides of the A1 non-topographically corrected image as  
 527 well as on the southern slope after the Minnaert correction (-m).  
 528 Minnaert corrected spectra (MCS), show lower reflectance values on the  
 529 south slope and higher on northern slopes with respect to the non-  
 530 topographically corrected (NTC) spectral signatures. Since the topo-  
 531 graphically corrected signatures, regarding the same lithology on two  
 532 opposite mountainsides approach each other instead of diverging, the  
 533 effectiveness of the correction could be verified (Fig. 6a).

534 ASTER resampled spectra in Fig. 4b show that Albite (Al) and  
 535 Quartz (Qtz) maintain the weak absorption at 2.22 μm centered in 6th  
 536 ASTER band, the same band where Al-Muscovite (Ms) has its main  
 537 absorption peak (2.2 μm). The Muscovite resampled spectrum shows  
 538 a great absorption peak in 6th ASTER band (Fig. 4b), but loses the Al-  
 539 OH secondary peaks at 2.34 and 2.44 μm. Similarly the Biotite 539



**Fig. 6.** a) VNIR-SWIR ASTER spectral signatures on South (-s) and North (-n) mountainside, from topographically corrected (-m, hatch-line) and not corrected (straight line) A1 image. It is noteworthy the “step-shadow noise” typically affecting SWIR bands on shadowed slopes (i.e.  $\cos(\theta) < 0.1$ ). b) TIR ASTER spectral signatures on South mountainside, those on north mountainside are not reported because particularly flat. Each spectrum represents the average of 200 pixels acquired in field controlled ROI in HHC, TSS and BG cropping areas.

spectrum (Bt) maintains only the main absorption peak, centered at the 8th ASTER band ( $2.35 \mu\text{m}$ ) and related to Mg–OH vibrational bonds. Calcite (Cal) has an absorption peak at the same ASTER band due to C–O<sub>3</sub> vibrational bonds ( $2.33 \mu\text{m}$ ) but it is discernible from the Biotite one by a higher absorption depth. Despite the fact that the resampled Chlorite (Chl) spectrum loses a great part of its diagnostic features, it could be recognized from both a wide absorption peak centered in the 8th band (shoulders in the 5th and 9th bands respectively) and a weaker one centered in the 2nd band (Fig. 4b).

Looking at BG and TSS laboratory and ASTER resampled spectra (Fig. 5a–b), BG shows in the 6th band, the typical Al–OH absorption peak related to Muscovite, whereas TSS displays the main absorption at the 8th band (Fig. 4b), which is related to the joined effect of Calcite, Chlorite and Biotite, major constituent of the TSS calc-silicates.

The overall shapes of the ASTER image spectra (Fig. 6a) are quite different from the ASTER resampled laboratory spectra (Fig. 4b) due to several factors, such as variable mineral and mineral-vegetation mixtures, grain-size variation and residual atmospheric absorption features. As Fig. 6a shows, the average ASTER BG spectra (Gs, Gsm) show two main minima in the 5th and 2nd bands. This does not fully fit with laboratory spectra of the leucogranite (Fig. 5b–BGF) that are instead characterized by the Muscovite absorption at the 6th band (Fig. 4b, Fig. 5b–Ms). Since outcrops are often covered by crustose and foliose lichens, we collected some spectra on lichens covering the BG samples (Fig. 5b–BGL). Spectra comparison proves that lichens influence ASTER BG spectra principally in the VNIR (2nd band absorption) and secondarily in the SWIR 5th band. ASTER BG spectra (Fig. 6a–Gs and Gsm) show a 5th band absorption and an asymmetry on the right shoulder, which is at the 7th band instead at the 6th band. This is likely due to the interaction between the 6th band absorption, typical of the granite, and the 5th band absorption, typical of lichens. Hence, the 5/6 band ratio is inversely proportional to lichens abundance and more in detail, values lesser than one indicate the presence of acidophilic lichens. Consequently, the 5/6 band ratio can be used to evaluate the relative abundance of lichens on peraluminous granite terrains.

ASTER HHC spectra (Fig. 6a–Hs and Hsm) are quite similar to the BG ones, differing only by a lower albedo and clearest absorptions at the 5th and 2nd bands. However the great variability of the HHC

lithologies and the outcrop surfaces condition does not allow a comparison between ASTER and laboratory rock spectra.

## 6.2. TIR signatures

ASTER TIR radiometer measures radiance in digital numbers. Digital numbers are then transformed in radiance at sensor ( $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$ ) applying the appropriate band scale factor, and are afterwards converted into ground reflectance (R–%) using the ENVI function Thermal Atmospheric Correction.

We used reflectance data instead of emissivity in order to compare them with the TIR reflectance laboratory data from the JHU library (Fig. 4c–d, Fig. 6b).

The lower right graph of Fig. 4d shows laboratory minerals reflectance spectra, resampled to ASTER bandpasses in the TIR region. Quartz has the Si–O–Si asymmetric fundamental stretch emission (Christiansen peak) which corresponds to a reflectance minimum centered at the 11th ASTER band.

Muscovite (Ms) is essentially distinguishable from Biotite (Bt) for the position of the main emission maximum (reflectance minimum in Fig. 4d), that is centered in the 10th band for the Ms and in the 11th band for the Bt. Finally, resampled Calcite shows the shoulder of the emission maximum between 13th and 14th ASTER bands. Despite these, BG, TSS and HHC TIR spectra collected on ASTER images look very similar (Fig. 6b). The absence of particular features precludes a comparison with TIR laboratory mineral spectra (Fig. 4d). This is surely due both to the low spectral (FWHM =  $0.3\text{--}0.5 \mu\text{m}$ ) and to the low spatial ( $90 \text{ m}/\text{pixel}$ ) resolution.

## 7. ASTER remote sensing analysis

The approach adopted in the remote sensing analysis consisted in a GIS-based visual analysis of Red Green Blue (RGB) false colour composite and single images of Band Ratio (BR) and Relative Absorption Band Depth (RBD). These methods enabled us to discriminate between Silicates and Carbonates in TIR wavelengths and among Fe-Oxide, Fe–Mg–OH, Al–OH and CO<sub>3</sub> in VIS-SWIR wavelengths. Afterwards we performed PCA on the six SWIR and the five TIR masked bands respectively.

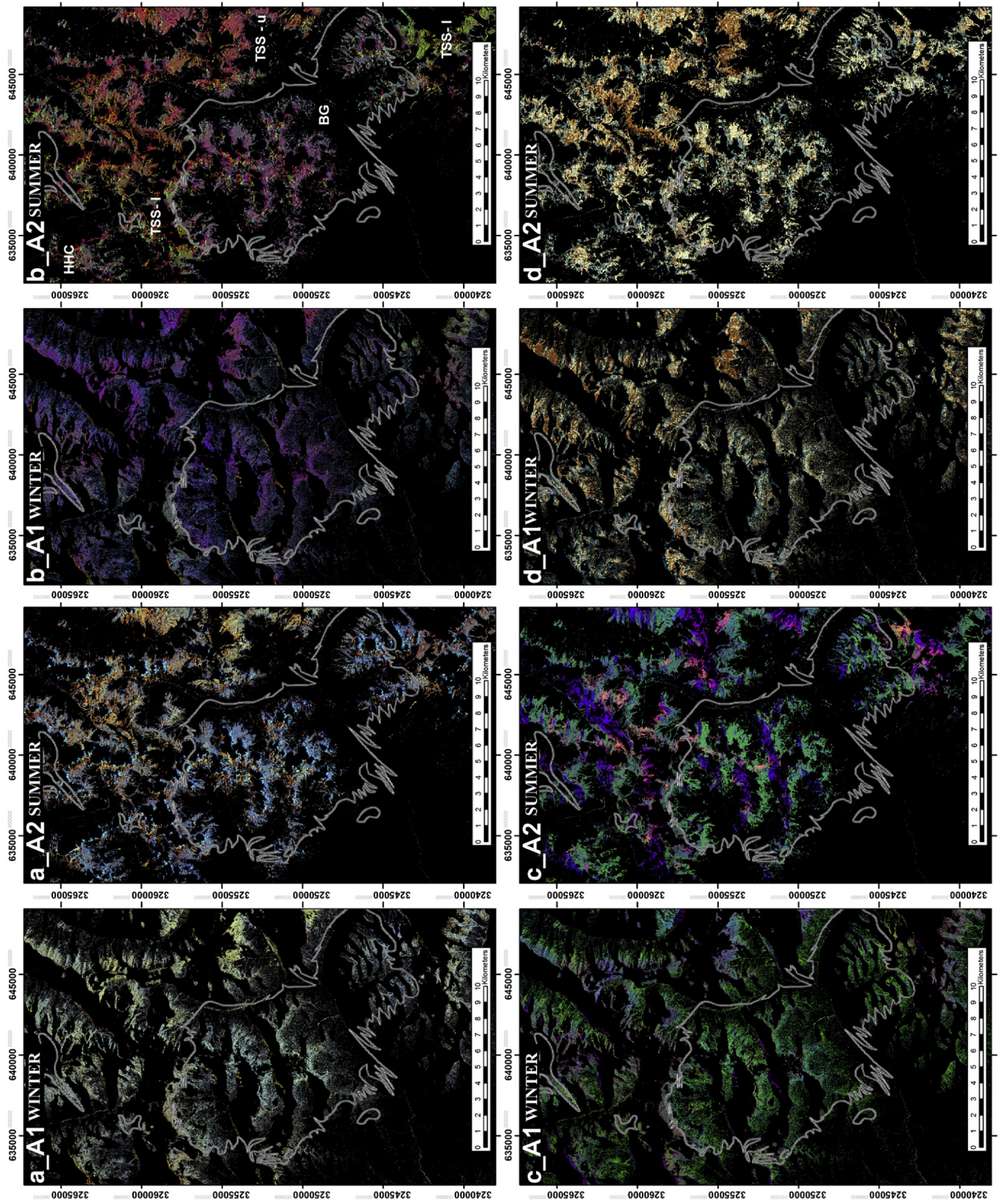


Fig. 7. a) A1 and A2 false colours composites of 7/5, 7/6 and 5/6 bands ratios. b) A1 and A2 false colours composites of 4/5, 6/8 and 7/6 bands ratios. c) A1 and A2 false colours composites of RBD4, RBD5 and RBD6. d) A1 and A2 12/10 bands ratio stretched on a colour ramp (ratio values increase from brown-orange to cyan). HHC = Higher Himalayan Crystalline; TSS-I = low metamorphic Tibetan Sedimentary Sequence (TSS); TSS-U = upper un-metamorphosed TSS; BG = Buraburi granite.



By interpreting these images we were able to map the leucogranites (BG) and surrounding host rocks (TSS-HHC).

7.1. VNIR-SWIR data analysis

VNIR-SWIR data were firstly analyzed using false colour composites of BR and RBD focused on Al-Muscovite absorption, since that mineral was found abundant in the studied leucogranite. The Al-OH absorption peak is typically centered in the 6th ASTER band (Fig. 4b; Fig. 5b). Hence, to enhance the spectral features of this SWIR region, we performed 7/5-7/6-5/6 BR RGB colour composites (Fig. 7a, Hewson, Cudahy, & Huntington, 2001). In these false colour views, two main spectral units could be discriminated: an orange-yellow zone with high 7/5 and 7/6 BR values, indicating the presence of Chlorite and Calcite-Muscovite respectively, and a blue one with high 5/6 BR exclusively typical of Muscovite. Hence, this false colour composite allowed us to discriminate among TSS (orange-yellowish hue) and BG (bluish hue) In order to differentiate the upper TSS, mainly carbonatic (e.g. Dhaulagiri limestone), from the lower one, mainly pelitic and metamorphosed in greenschist facies (e.g. North Col Formation), we used the 4/5-6/8-7/6 BR RGB colour composite (Fig. 7b), that should enable us to discriminate among Calcite, Chlorite and Micas (Muscovite and Biotite). In particular, looking at mineral spectra of Fig. 4b, 4/5 BR is higher in Muscovite and Calcite than Biotite and Chlorite, 6/8 BR is higher in Chlorite and Calcite than Biotite and Muscovite, and finally 7/6 BR is higher for Muscovite than Calcite and Chlorite. These observations are the key to interpret Fig. 7b. In fact, magenta hues, characterized by high red (4/5 BR), highlight the TSS carbonatic rocks. The greenish zones close to the BG highlights the TSS lower unit that includes both Chlorite-Calcite and Biotite marks, and consequently shows low 4/5 and high 6/8 BR. Finally, an elliptical purple area underlines the BG. This implies a high 7/6 BR due to Muscovite, which also contributes to the increase of the 4/5 band ratio. All the geological units are more recognizable in the summer

Table 2  
PCA Eigenvalues and eigenvectors resulting from SWIR bands of A1 (upper part) and A2 images (lower part).

ASTER A1 SWIR PCA						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Eigenvalues	26.639	0.845	0.370	0.245	0.194	0.136
Eigenvectors						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
ASTER band 4	0.496	0.823	-0.249	0.049	0.017	0.110
ASTER band 5	0.366	-0.177	0.366	0.478	0.662	0.185
ASTER band 6	0.409	0.037	0.610	-0.358	-0.139	-0.559
ASTER band 7	0.429	-0.396	-0.593	-0.408	0.329	-0.180
ASTER band 8	0.390	-0.293	-0.195	0.603	-0.569	-0.191
ASTER band 9	0.341	-0.217	0.207	-0.333	-0.332	0.757

ASTER A2 SWIR PCA						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Eigenvalues	21.785	1.403	0.337	0.187	0.180	0.115
Eigenvectors						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
ASTER band 4	0.319	-0.395	-0.083	0.349	-0.102	0.777
ASTER band 5	0.489	0.672	-0.546	0.023	0.071	0.082
ASTER band 6	0.332	0.271	0.622	0.619	-0.027	-0.214
ASTER band 7	0.418	0.049	0.345	-0.591	-0.591	0.078
ASTER band 8	0.448	-0.214	0.220	-0.341	0.767	-0.016
ASTER band 9	0.416	-0.520	-0.376	0.172	-0.216	-0.581

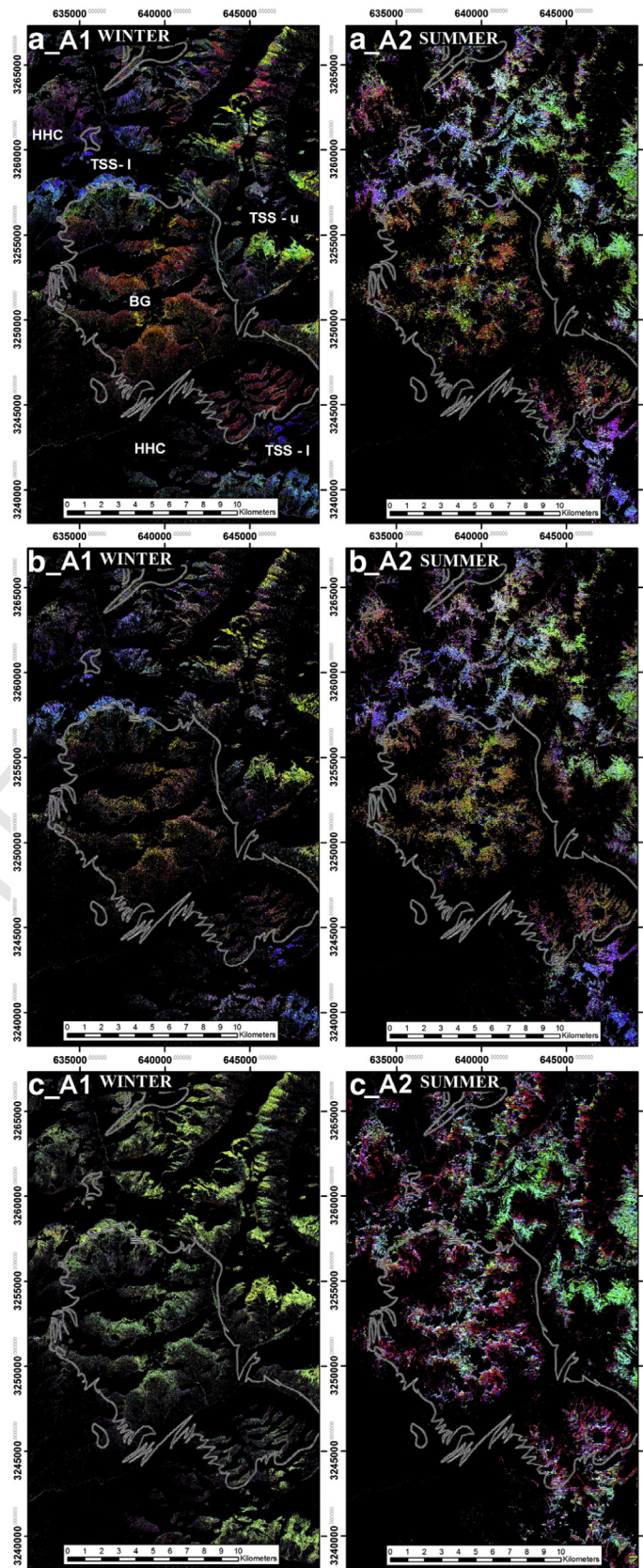


Fig. 8. a) False colours composites PC 643 on SWIR band of masked and not topographically corrected A1 and A2 images. b) False colours composites PC 643 on SWIR band of masked and Minnaert corrected A1 and A2 images. c) False colours composites PC 432 bands on TIR band of masked A1 and A2 images. HHC = Higher Himalayan Crystalline; TSS-I = low metamorphic Tibetan Sedimentary Sequence; TSS-u = upper un-metamorphosed TSS; BG = Buraburi granite. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

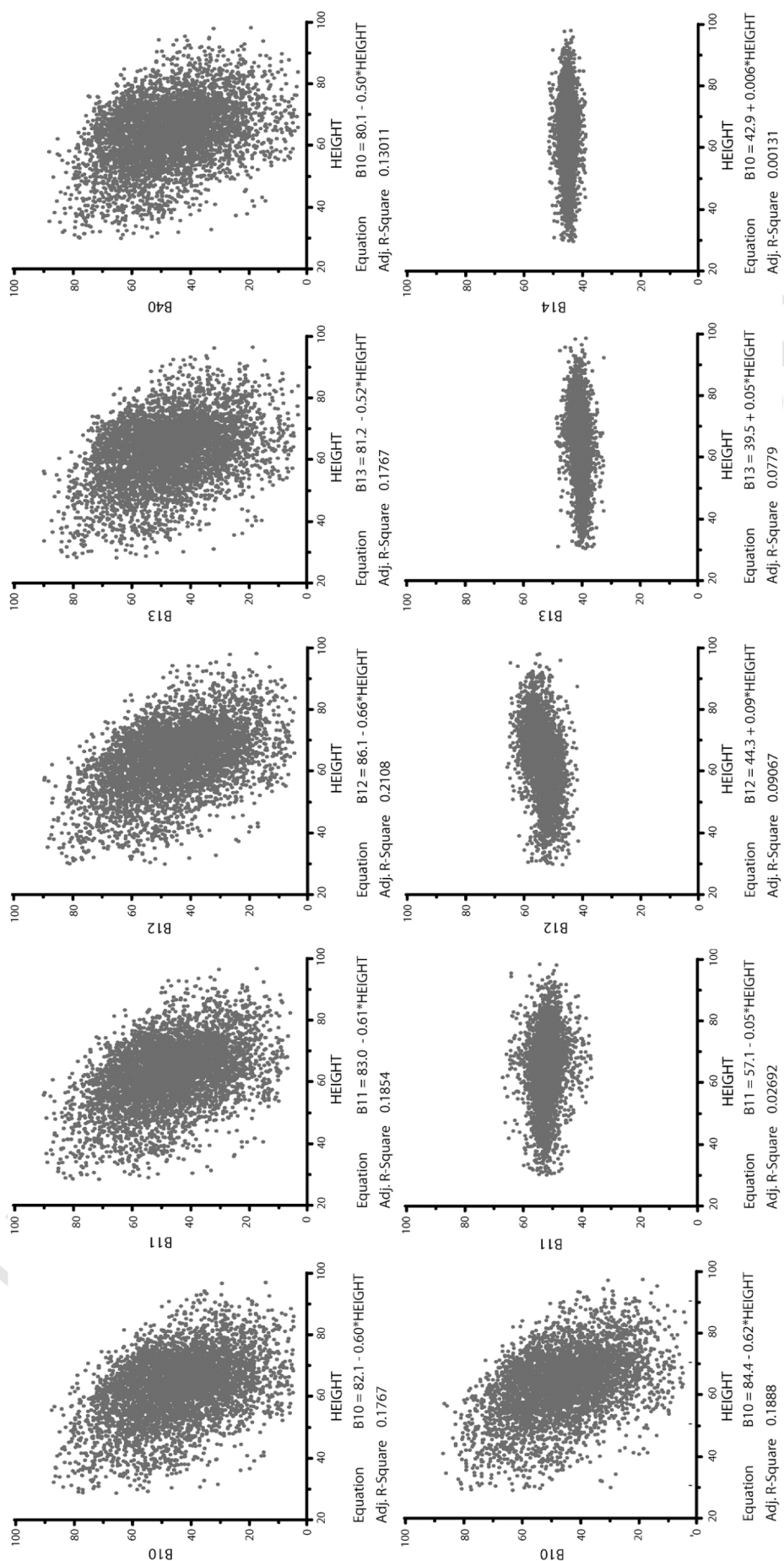


Fig. 9. a) Scatter plots of normalized A1 masked TIR bands reflectance values (horizontal axis) and heights derived from ASTER\_GDEM (vertical axis). b) Scatter plots of normalized A1 PC bands values of the five masked TIR bands (horizontal axis) and heights derived from ASTER\_GDEM (vertical axis).

image (Fig. 7b–A2) than in the winter one (Fig. 7b–A1). In more detail, considering the BG outcrops, the main difference between the two images is a greater 4/5 BR value in the summer one, due to higher lichen coverage. This proves the effectiveness of acidophilic lichen as a proxy for the detection of granitoid rocks.

The RBD is defined by the ratio between the sum of the bands at the shoulders of a defined absorption peak and the band closest to the peak itself (Crowley, Brickey, & Rowan, 1989; Mars & Rowan, 2006; Rowan & Mars, 2003). We expected RBD4 [(ASTER band 3 + ASTER band 5)/ASTER band 4], RBD5 [(ASTER band 4 + ASTER band 6)/ASTER band 5] and RBD6 [(ASTER band 4 + ASTER band 7)/ASTER band 6], to provide good lithological discrimination, by the fact of its being focused on diagnostic spectral features. More in detail, RBD4 is greater for Chlorite than Muscovite and Calcite (Fig. 4b); RBD5 is centred on the main absorption feature of lichen in SWIR and Muscovite left shoulder, whereas RBD6 is centred on Muscovite reflectance minimum and Calcite-Chlorite shoulders. Indeed, the RGB false colour composite of RBD 4, 5 and 6, (Fig. 7c) highlights the contrast between Muscovite leucogranite and carbonatic unit. BG shows greenish hues (RBD5) mainly related to the presence of acidophilic lichens that cover the Muscovite contribution expected in RBD6. Lower TSS displays a high red component (RBD4) linked to Chlorite presence, whereas upper TSS has a high blue related to Calcite.

The best discrimination was obtained through the PCA of the six SWIR bands. Considering the eigenvector matrix relative to A1 PCA (Table 2, upper part), we choose to analyze the RGB false colour composite image of Principal Components (PC) PC6, PC4 and PC3 since they evidence as many spectral lithologies as possible. PC3, loading positively band 6 and negatively band 7, highlights minerals with different spectral shape in these wavelength regions, as in a 6/7 band ratio. According to Fig. 4b and Fig. 5b, Muscovite spectrum has an opposite trend between 6th and 7th bands, with respect to both chlorite and calcite. PC4, loading positively both band 6 and band 9 and negatively band 8, enhances the Calcite main absorption peak centred at the 8th band. Lastly, PC6 clearly discriminates the spectral features of the 6th (negatively loaded) and 9th (positively loaded) bands, so theoretically it is able to enhance Muscovite from Calcite presence (Fig. 4b). Integrating the image interpretation of the PC6, 4 and 3 RGB false colours composite, field controls and eigenvectors analysis we were able to discriminate at least four spectral lithologic end-members. These are clearly displayed in Fig. 8a–b where red pixels (high PC6) refer to granite lithologies (e.g. Buraburi Granite). Blue and cyan pixels (high PC3) are related to the lower TSS (e.g. North Col Formation-calc-silicate rocks), intruded by granite dykes and slightly metamorphosed in greenschist facies. Green and yellow pixels (high PC4) are related to formations belonging to the upper TSS (e.g. Dhaulagiri Limestone), purple pixels highlight the presence of high-grade gneiss and migmatites of the HHC.

Even though the A2 SWIR PCA eigenvector values (Table 2, lower part) appear quite different from those of A1 SWIR, the PC6,4,3 image (Fig. 8a–b) shows quite similar results despite the noisy pixels near clouds, shadows and mountain ridges. Moreover, no substantial difference can be observed when Principal Component Analysis results of topographically corrected images (Fig. 8b) are compared with those resulting from PCA of non-topographically corrected images (Fig. 8a). This demonstrates that the topographic correction is unnecessary when the purpose is to analyze PCAs results.

## 7.2. TIR data analysis

As expected from laboratory minerals (Fig. 4d) and ASTER ROI spectra (Fig. 6b), the 12/10 BR (Fig. 7d) revealed to be the most suitable ratio in TIR region to discriminate carbonatic (TSS) from silicate rocks (BG and HHC). Muscovite leucogranites (i.e. BG) have a higher ratio (cyan-blue) due to the restrahlen band in the 12th

band and Christiansen effect in 10th band. This proves once more the strong influence of Muscovite Si–O–Si vibrational bond on the BG emission pattern. On the contrary, carbonates (i.e. Calcite) have emission minima due to vibration of CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> group at longer wavelength (i.e. 14th band) and consequently a lower 12/10 BR (orange–brown hues in Fig. 7d).

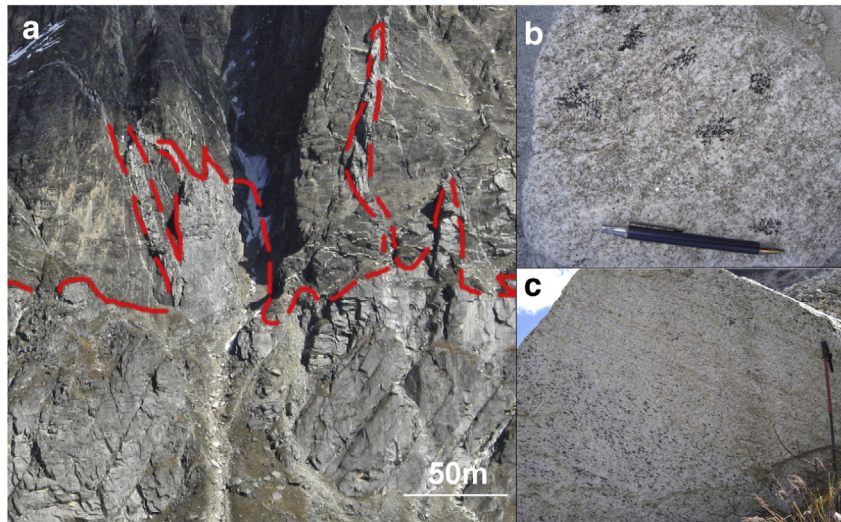
As evidenced in Fig. 9a, TIR reflectance values are strictly related to thermal gradient and thus altitude. PCA of the five TIR bands enables to isolate the elevation contribution in the PC1 band (Fig. 9b), which is the component with the highest correlation among the five TIR bands, whereas other PCs reflect surface compositions. Looking at the eigenvector matrix (Table 3), it is evident that PC2 is loaded positively by band 12 and negatively by band 10, so working as a 12/10 band ratio. PC3 clearly evidences the contrast between both bands 11 and 12 (negatively loaded) vs. bands 13 and 14 (positively loaded), thus proving its efficacy for distinguishing Calcite from Muscovite (Fig. 4d). PC4 discriminates the differences between both bands 11 and 13 (positively loaded) vs. band 12 (negatively loaded), as in a RBD centred on band 12. Finally, the last PC5 is loaded positively by band 13 and negatively by band 14.

Since PC1 represents the most correlated variable among all ASTER bands and PC5 is the noisiest one, we analyzed only the PC4–PC3–PC2 in an RGB false colour composite image (Fig. 8c). These RGB clearly display two contrasting areas with different hues between winter and summer images. The winter image (Fig. 8c–A1) shows a yellow hue with high PC3 and PC4 representing the TSS carbonatic rocks and a green–blue hue corresponding to the granite outcrops, meaning high PC3 and PC2. On the other hand, the summer image (Fig. 8c–A2) shows a green zone with high PC3 representing carbonatic rocks (TSS) and a purple zone with high PC4 and PC2 related to silica rich rocks (BG–HHC). The great differences in the two images can be explained considering the different environmental condition at the time of acquisition and the presence of acidophilic lichens in summer that probably modulate the temperatures at the surface.

**Table 3**  
PCA eigenvectors and eigenvalues resulting from TIR bands of the A1 (upper part) and A2 (lower part) images respectively.

ASTER A1 TIR PCA					
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
Eigenvalues	9.002	0.035	0.030	0.012	0.009
Eigenvectors					
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
ASTER band 10	0.459	-0.850	-0.075	-0.247	0.015
ASTER band 11	0.463	0.115	-0.448	0.571	-0.495
ASTER band 12	0.472	0.448	-0.437	-0.513	0.350
ASTER band 13	0.431	0.059	0.426	0.504	0.613
ASTER band 14	0.408	0.244	0.649	-0.310	-0.507

ASTER A2 TIR PCA					
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
Eigenvalues	38.676	0.024	0.012	0.004	0.003
Eigenvectors					
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5
ASTER band 10	0.411	-0.868	0.255	0.113	0.010
ASTER band 11	0.434	-0.037	-0.492	-0.751	-0.066
ASTER band 12	0.450	0.126	-0.576	0.647	-0.177
ASTER band 13	0.472	0.306	0.234	0.036	0.792
ASTER band 14	0.465	0.369	0.554	-0.061	-0.580



**Fig. 10.** a) Particular of the intrusive relation between BG and lower TSS, photo picture acquired during the field survey. b) BG upper isotropic domain. More in detail Tourmaline aggregates within two-mica leucogranite. c) BG lower foliated domain. The foliation is evidenced by giant Muscovite crystal inside a two-mica leucogranite (1–5 cm diameter).

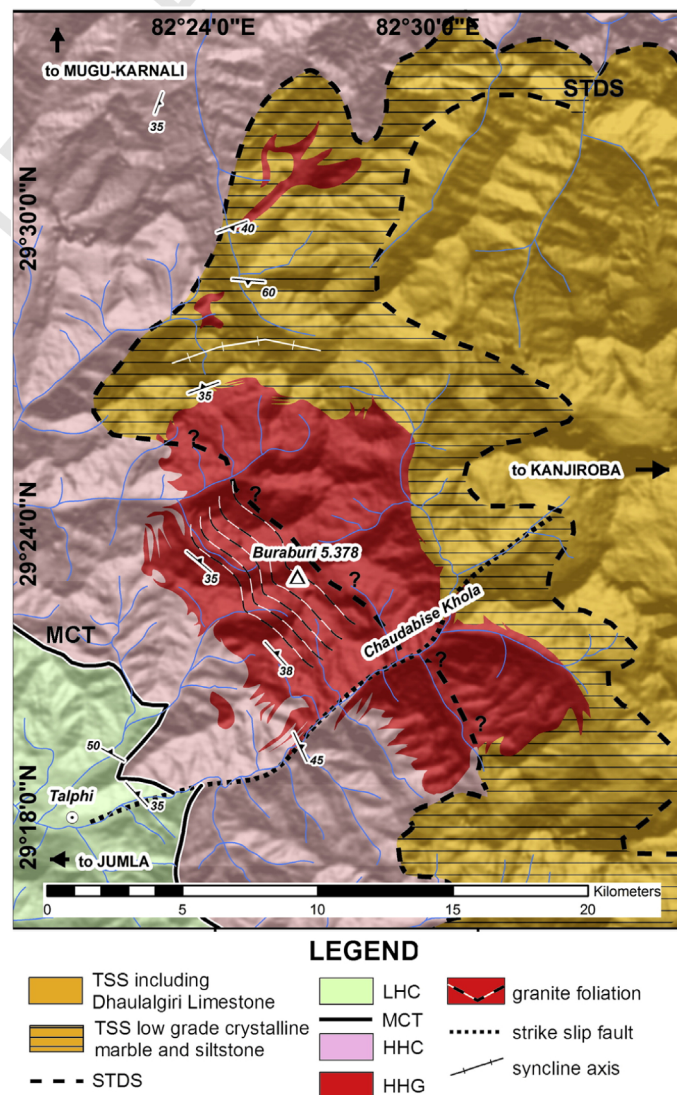
## 8. Ground truthing

The remote sensing analysis on ASTER images allowed the detection of an elliptical granite body with irregular borders (Fig. 7; Fig. 8), characterized by clear Al–OH absorptions (related to Muscovite minerals), Si–O–Si vibrational bond (typical of silicate minerals) and signature of acidophilic lichens. Geological field survey confirmed both the units' borders detected by the remote sensing analysis and the intrusive relationships of Buraburi Granite with HHC and TSS (Fig. 10a). Moreover, the granitic body appeared as a sheet-like granite pluton. In particular, at the outcrops scale, two main facies were distinguished: a foliated lower domain (about 2000 m thick—Fig. 10c) and an undeformed upper domain (about 3000 m thick—Fig. 10b). The foliated BG is composed of a two-Mica and Tourmaline granite with many fading sheet-like layers (1–2 m thick). In this case the granite is rich in giant Muscovite crystals (1–10 cm), Tourmaline aggregates (3–5 cm diameter) or giant white K-Feldspar crystal (5–10 cm diameter). Indeed, the upper massive facies is mainly composed by a fine-to-medium, two-Mica and Tourmaline leucogranite, petrographically similar to the lower facies. These textural differences could not be identified on the ASTER spectral signatures and image elaboration, due to the coarse spectral and spatial resolution of the sensors. However, the integration of remote sensing analysis and field observation allowed us to construct an up to date geological map of the study area, highlighting the main tectonic units and the intruding leucogranite body (Fig. 11).

## 9. Conclusions

The analysis of ASTER data for lithological mapping in areas with high topographic relief, abundantly covered by vegetation, snow-ice, water bodies and clouds, leads to satisfactory results, provided that dedicated image pre-processing is applied. In particular, the isolation of “rocky” pixels through appropriate masking techniques has proven to be an unavoidable step for data analysis of such a complex environment. This procedure, reducing the effect of noisy pixels and limiting the analysis to more suitable areas, improves any image visualisation and interpretation, facilitates spectra extraction and comparison with laboratory data and adds strength to the statistical analysis (PCA).

The “rocky” pixels extracted by means of the masking process can indeed be constituted by non-linear mixing of rock and lichen



**Fig. 11.** Geological map of the study area as result of the integration between remote sensing analysis on ASTER images and field survey.

signatures. In particular, granitoid rocks of the HHG form an acid substrate influencing the distribution of acidophilic lichen species which are diagnostic of such rocks. Consequently the effect of these lichens on rock spectra along with muscovite absorption bands can be used as a proxy for the presence of leucogranitic rocks in mid-latitude alpine environments.

The image analyses were carried out on SWIR wavelengths using false colour composites of band ratios and PCAs that were studied in light of this new finding. The false colour composite of the 4/5-6/8-7/6 band ratios, which takes into account the absorption peaks of lichen, calcite and muscovite respectively, was effective for granite vs. wall rock (TSS calc-silicates and HHC paragneisses) distinction, especially on the summer image where the lichen effects are more prominent (Fig. 7b). Moreover, among all the applied algorithms (BRs, RBDs and PCA), the false colour composite of the PC 643, proved to be the most powerful discriminator of the lithologies outcropping in the area (Fig. 8a–b). Indeed the engine vectors of these PCs prove the presence of Muscovite, Chlorite and Calcite which are diagnostic minerals of the TSS calc-silicates, HHG granites and HHC paragneisses.

The lithological discrimination on ASTER TIR images is hampered by the low spatial/spectral resolution of these data, although the 12/10 BR and the PCA were suitable to discriminate the silicate rocks of HHG and HHC from the calc-silicates of TSS.

In conclusion, this research has led to the discovery and geological mapping of a 110 km<sup>2</sup> granitoid body (Buraburi Granite-BG) intruding into both the HHC and TSS units in the Dolpo region of Western Nepal (Fig. 11). Geological field surveys confirmed the remote sensing results demonstrating that the Oligo-Miocene HHG are not restricted to the footwall of the South Tibetan Detachment System (STDS).

## Acknowledgements

We thank Dr. Chiara Frassi and Prof. Piero Pertusati helping us in the field study, Dr. Gianni Monaco for the spectrophotometric analysis, Dr. Zack Baker for the English revision, three anonymous reviewers, two Nepalese guides: Khaling Uddhe Man, Niti and their crew. This research was supported by PRIN 2006 and CARIPARO funding.

## References

- Abrams, M. J., Brown, D., Lepley, L., & Sadowski, R. (1983). Remote sensing of porphyry copper deposits in southern Arizona. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 78(4), 591–604.
- Abrams, M., Hook, S., & Ramchandran, B. (2002). ASTER user handbook, v2: Advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer. *Jet Propulsion Laboratory* 135 pp.
- Aoya, M., Wallis, S. R., Kawakami, T., Lee, J., Wang, Y., & Maeda, H. (2006). The Malashan gneiss dome in south Tibet: Comparative study with the Kangmar dome with special reference to kinematics of deformation and origin of associated granites. *Geological Society, London, Special Publications*, 268, 471–495.
- Arita, K., Shiraishi, K., & Hayashi, D. (1984). Geology of western Nepal and a comparison with Kumaun, India. *Journal Fac, Science Hokkaido University Series IV*, 2(1), 1–20.
- Baldrige, A. M., Hook, S. J., Grove, C. I., & Rivera, G. (2009). The ASTER spectral library version 2.0. *Remote Sensing of Environment*, 113, 711–715.
- Beaumont, C., Jamieson, R. A., Nguyen, M. H., & Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414, 738–742.
- Burchfiel, C. B., Chen, Z., Hodges, K. V., Liu, Y., Royden, L. H., Deng, C., & Xu, J. (1992). The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: Extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geological Society of America Special Paper*, 269, 41 pp.
- Burg, J. P., & Chen, G. M. (1984). Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China. *Nature*, 311, 219–223.
- Carosi, R., Lombardo, B., Mollì, G., Musumeci, G., & Pertusati, P. C. (1998). The south Tibetan detachment system in the Rongbuk valley, Everest region. Deformation and geological implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 16, 299–311.
- Carosi, R., Montomoli, C., Rubatto, D., & Visonà, D. (2010). Late Oligocene high-temperature shear zones in the core of the Higher Himalayan Crystallines (Lower Dolpo, western Nepal). *Tectonics*, 29.
- Carosi, R., Montomoli, C., & Visonà, D. (2007). A structural transect in the Lower Dolpo: Insights on the tectonic evolution of Western Nepal. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 407–423.
- Christensen, P. R., Bandfield, J. L., Hamilton, V. E., Howard, D. A., Lane, M. D., Piatek, J. L., Ruff, S. W., & Stefanov, W. L. (2000). A thermal emission spectral library of rock-forming minerals. *Journal of Geophysical Research, Planets*, 105, 9735–9739.

- Clark, R. N., Swayze, G. A., Gallagher, A. J., King, T. V. V., & Calvin, W. M. (1993). The U.S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns. U.S. Geological Survey Open File Report, 93–592 1340 pp.
- Clark, R. L., Swayze, G. A., Wise, R., Livo, K. E., Hoefen, T., Kokaly, R. F., et al. (2007). USGS –Digital Spectral Library: splib06a. U.S. Geological Survey.
- Colchen, M., Le Fort, P., & Pêcher, A. (1986). In: *Recherches géologiques dans l'Himalaya du Nepal Annapurna Manaslu, Ganesh*. In: Edition du C.N.R.S 136 pp.
- Cooley, T., Anderson, G. P., Felde, G. W., Hoke, M. L., Ratkowski, A. J., Chetwynd, J. H., Gardner, J. A., Adler-Golden, S. M., Matthew, M. W., Berk, A., Bernstein, L. S., Acharya, P. K., Miller, D., & Lewis, P. (2002). Geoscience and remote sensing symposium. *IGARSS, 02(3)*, 1414–1418.
- Cordier, P., & Doukhan, J. C. (1991). Water speciation in quartz; a near infrared study. *American Mineralogist*, 76, 361–369.
- Cottle, J. M., Jessup, M. J., Newell, D. L., Searle, M. P., Law, R. D., & Horstwood, M. S. A. (2007). Structural insights into the early stages of exhumation along an orogen-scale detachment: The South Tibetan Detachment System, Dzakaa Chu section, Eastern Himalaya. *Journal of Structural Geology*, 29, 1781–1797.
- Crouzet, C., Dunkl, I., Paudel, L., Arkaï, P., Rainer, T. M., Balogh, K., & Appel, E. (2007). Temperature and age constraints on the metamorphism of the Tethyan Himalaya in Central Nepal: A multidisciplinary approach. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(1), 113–130.
- Crowley, J. K., Brickey, D. W., & Rowan, L. C. (1989). Airborne imaging spectrometer data of the Ruby Mountains, Montana: Mineral discrimination using relative absorption-band-depth images. *Remediation Sensing Environment*, 29, 121–134.
- De Celles, P. G., Gehrels, G. E., Quade, J., LaReau, B., & Spurlin, M. (2000). Tectonic implications of U–Pb zircon ages of the Himalayan Orogenic Belt in Nepal. *Science*, 288, 497–499.
- Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S. M. F., & Sonet, J. (1986). The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: A chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet–Nepal section. *Journal of Petrology*, 27(1), 219–250.
- Dèzes, P. (1999). Under the title “Tectonic and metamorphic evolution of the Central Himalayan domain in Southeast Zaskar (Kashmir, India)”. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 32.
- Duke, E. F. (1995). Contrasting scales of element mobility in metamorphic rocks near Harney Peak Granite, Black Hills, South Dakota. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 274–285.
- Edwards, M. A., & Harrison, T. M. (1997). When did the roof collapse? Late Miocene N–S extension in the High Himalaya revealed by Th–Pb monazite dating of the Khula Kangri granite. *Geology*, 25, 543–546.
- Ehlers, M. (1991). Multisensor image fusion techniques in remote sensing. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 46(1), 19–30.
- Ekstrand, S. (1996). Landsat-TM based forest damage assessment: Correction for topographic effects. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62, 151–161.
- Elachi, C., & Van Zyl, J. (2006). *Introduction to the physics and techniques of remote sensing*. Hoboken, NJ: Wiley 552 pp.
- Frank, W., & Fuchs, G. R. (1970). Geological investigations in west Nepal and their significance for the geology of the Himalayas. *Geologische Rundschau*, 59, 552–580.
- Fraser, G., Worley, B., & Sandiford, M. (2000). High-precision geothermobarometry across the High Himalayan metamorphic sequence, Langtang Valley, Nepal. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 665–681.
- Fuchs, G. (1964). Beitrag zur Kenntnis des Paläozoikums und Mesozoikums der tibetischen Zone in Dolpo (Nepal Himalaja). *Sonderabdruck aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 1, 6–9.
- Fuchs, G. (1967). Zum Bau des Himalaya. *Denkschr. Osterr. Akad. Wiss., math.-naturw.*, 113, 1–211.
- Fuchs, G. (1973a). ~~Geological map of the Dailekh Jumla Galwa Region. Vienna: Geologische Bundesanstalt.~~
- Fuchs, G. (1973/74b). On the Geology of the Karnali and Dolpo Regions, West Nepal. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 66–67, 21–32.
- Fuchs, G. (1977). The geology of the Karnali and Dolpo regions. *Western Nepal Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Band*, 120(2), 165–217.
- Fuchs, G., & Frank, W. (1970). The geology of west Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 18, 103 pp.
- Fuchs, G., & Poudel, L. P. (1998). Note on the Tethyan sedimentary series of the Manaslu region (northern Nepal). *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 141, 45–50.
- Fujisada, H. (1995). Design and performance of ASTER instrument, in Fujisada, H., and Sweeting, M.N., eds., *Advanced and next-generation satellites: International Society. Optical Engineering*, 2583, 16–25.
- Fung, T., & Siu, W. L. (2000). Environmental quality and its changes, an analysis using NDVI. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 305–1334.
- Gansser, A. (1964). *Geology of the Himalayas*. London: Interscience Publishers 289 pp.
- Garzanti, E. (1999). Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. *Journal of Asian Earth Science*, 17, 805–827.
- Garzanti, E., Gorza, M., Martellini, L., & Nicora, A. (1994). Transition from diagenesis to metamorphism in the Paleozoic to Mesozoic succession of the Dolpo-Manang Synclinorium and Thakkola Graben (Nepal Tethys Himalaya). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 87(2), 613–632.
- Guillot, S., Hodges, K. P., Le Fort, P., & Pêcher, A. (1995). New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: evidence for episodic tectonic denudation in the central Himalaya. Reply to comment by T.M. Harrison & K.I. Mahon. *Geology*, 23.
- Hagen, T. (1969). Report on the geological survey of Nepal preliminary reconnaissance. *Zurich Memoires de la Societe Helvetique des Sciences Naturelles, LXXXVII/1* 185 pp.
- Hapke, B. (1993). *Theory of reflectance and emittance spectroscopy*. Press, New York: Cambridge Univ.
- Harrison, T. M., Royden, F. J., Le Fort, P., Yin, A., Lovera, O. M., & Catlos, E. J. (1997). A late Miocene origin for the central Himalayan inverted metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, E1–E7.

- Hewson, R. D., Cudahy, T. J., & Huntington, J. F. (2001). Geologic and alteration mapping at Mt Fitton, South Australia, using ASTER satellite-borne data. *International Geosciences and Remote Sensing Symposium*, 2, 724–726.
- Hodges, K. V. (2000). Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 324–350.
- Hunt, G. R. (1979). Near-infrared (1.3–2.4  $\mu\text{m}$ ) spectra of alteration minerals—Potential for use in remote sensing. *Geophysics*, 44(12), 1974–1976.
- Jacquemoud, S., & Baret, F. (1990). PROSPECT: A model of leaf optical properties spectra. *Remote Sensing of Environment*, 34, 75–91.
- Korb, A. R., Dybwad, P., Wadsworth, W., & Salisbury, J. W. (1996). Portable Fourier transform infrared spectroradiometer for field measurements of radiance and emissivity. *Applied Optics*, 35, 1679–1692.
- Kruse, F. A., Lefkoff, A. B., Boardman, J. B., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J., & Goetz, A. F. H. (1993). The Spectral Image Processing System (SIPS)—interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment, Special issue on AVIRIS*, 44, 145–163.
- Law, R. D., Searle, M. P., & Godin, L. (2006). Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones. *Geological Society London, Special Publications*, 268.
- Le Fort, P. (1975). Himalaya: The collided range. *American Journal of Science*, 275(A), 1–44.
- Le Fort, P. (1981). Manaslu leucogranite: A collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *Journal of Geophysical Research*, 86(10), 545–568.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France, C., Sheppard, S. M. F., Upreti, B. N., & Vidal, P. (1987). Crustal generation of Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134, 39–57.
- Leech, M. L. (2008). Does the Karakoram fault interrupt mid-crustal channel flow in the western Himalaya? *Earth and Planetary Science Letters*, 276, 314–322.
- Liu, G., & Einsele, G. (1994). Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalaya. *Geologischen Rundschau*, 83, 32–61.
- Mars, J. C., & Rowan, L. C. (2006). Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2(3), 161–186.
- Massironi, M., Bertoldi, L., Calafa, P., Visonà, D., Bistacchi, A., Giardino, C., & Schiavo, A. (2008). Interpretation and processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Sagro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geosphere*, 4, 736–759.
- McCubbin, I., Green, R., Lang, H., & Roberts, D. (1998). Mineral mapping using partial unmixing at Ray Mine, AZ. *Summaries of the 8th JPL Airborne Earth Science Workshop* (pp. 97). : JPL Publication.
- Mishra, V. D., Sharma, J. K., Singhl, K., Thakur, N. K., & Kumar, M. (2009). Assessment of different topographic corrections in Waifs satellite imagery of Himalaya terrain. *Journal of Earth System Science*, 118(1), 11–26.
- Murphy, M. A., & Copeland, P. (2005). Transtensional deformation in the central Himalaya and its role in accommodating growth of the Himalayan orogen. *Tectonics*, 24.
- Murphy, M., & Harrison, T. M. (1999). Relationship between leucogranites and the Qomolangma detachment in the Rongbuk valley, south Tibet. *Geology*, 27, 831–834.
- Murphy, M. A., Yin, A., Kapp, P., Harrison, T. M., Manning, C. E., Ryerson, F. J., Ding, L., & Guo, J. (2002). Structural evolution of the Gurla Mandhata detachment system, southwest Tibet: Implications for the eastward extent of the Karakoram fault system. *Geological Society of America Bulletin*, 114, 428–447.
- Nicodemus, F. E. (1965). Directional reflectance and emissivity of an opaque surface. *Applied Optics*, 4, 767–773.
- Parrish, R. R., & Hodges, K. (1996). Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 904–911.
- Pontual, S., Merry, N., & Gamson, P. (1997). *Spectral analysis guides for mineral exploration. G-MEX Manuals, Victoria, Australia (AusSpec International)*.
- Riano, D., Chuvieco, E., Salas, J., & Aguado, I. (2003). Assessment of different topographic corrections in Landsat-TM data for mapping vegetation types. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(5), 1056–1061.
- Richter, R. (1997). Correction of atmospheric and topographic effects for high spatial resolution satellite imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 18, 1099–1111.
- Rowan, L. C., & Mars, J. C. (2003). Lithological mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*, 84, 350–366.
- Rowan, L. C., Mars, J. C., & Simpson, C. J. (2005). Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *Remote Sensing of Environment*, 99(1–2), 105–126.
- Ruitenbeek, V., Debba, P., van der Meer, F. D., Cudahy, T., van der Meijde, M., & Hale, M. (2006). Mapping white micas and their absorption wavelengths using hyperspectral band ratios. *Remote Sensing of Environment*, 102(3–4), 211–222.
- Salisbury, J. W., Wald, A., & D'Aria, D. M. (1994). Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law 1. Laboratory measurements. *Jour. of Geophysical Research*, 99(11), 897–911.
- Scheidt, S., Ramsey, M., & Lancaster, N. (2008). Radiometric normalization and image mosaic generation of ASTER thermal infrared data: An application to extensive sand sheets and dune fields. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 920–933.
- Searle, M. P., & Godin, L. (2003). The South Tibetan detachment and the Manaslu leucogranite: A structural reinterpretation and restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal. *Journal of Geology*, 111, 505–523.
- Searle, M. P., Parrish, R. R., Hodges, K. V., Hurford, A., Ayres, M. W., & Whitehouse, M. J. (1997). Shisha Pangma leucogranite, South Tibetan Himalaya: field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *Journal of Geology*, 105, 295–317.
- Singh, A., & Harrison, A. (1985). Standardized principal components. *International Journal of Remote Sensing*, 6, 883–896.
- Smith, J. A., Lin, T. L., & Ranson, K. J. (1980). The Lambertian assumption and landsat data; photogram. *Engineering Remote Sensing*, 46(9), 1183–1189.
- Soenen, S. A., Peddle, D. R., & Coburn, C. A. (2005). A modified sun-canopy-sensor topographic correction in forested terrain. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 43, 2148–2159.
- Upreti, B. N. (1999). An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17, 577–606.
- Van der Meer, F., Vasquez-Torres, M., & Van Dijk, P. M. (1997). Spectral characterization of ophiolite lithologies in the troodos ophiolite complex of cyprus and its potential in prospecting for massive sulphide deposits. *International Journal of Remote Sensing*, 18(6), 1245–1257.
- Vedder, W. (1964). Correlations between infrared spectrum and chemical composition of mica. *American Mineralogist*, 49, 736–768.
- Visonà, D., & Lombardo, B. (2002). Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest–Makalu region (Nepal–Tibet). Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? *Lithos*, 62, 125–150.
- Watanabe, H., & Matsuo, K. (2003). Rock type classification by multiband TIR of ASTER. *Geosciences Journal*, 7(4), 347–358.
- Watts, D. R., & Harris, N. B. (2005). Mapping granite and gneiss in domes along the North Himalayan antiform with ASTER SWIR band ratios. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 879–886.
- Yamaguchi, Y., & Naito, C. (2003). Spectral indices for lithologic discrimination and mapping by using the ASTER SWIR bands. *International Journal Remote Sensing*, 24(22), 4311–4323.

## ALLEGATO C

### Produzione scientifica

*Poster (P), Communication (C), Abstract publication (A)*

#### 2010

**BERTOLDI L.**, MASSIRONI M., VISONA' D., CAROSI R, MONTOMOLI C. (2010). *Lithological discrimination in collisional belt through Remote Sensing: a case study (Burburi granite; Western Nepal, Himalayas)*. 85° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana. Pisa, Italy (C, A)

CAROSI R, MONTOMOLI C., RUBATTO D., **BERTOLDI L.**, FRASSI C., VISONA' D., PERTUSATI P.C. (2010). *Occurrence of a large leucogranite body intruding the Tibetan Sedimentary Sequence in Western Nepal during Early Miocene : insight on the exhumation mechanism of the Himalayan belt*. 85° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana. Pisa, Italy. (C, A)

FRASSI C., CAROSI R, MONTOMOLI C., PERTUSATI P.C., **BERTOLDI L.**, VISONA' D. (2010). *Quartz microstructural and petrofabrics constraints in the Lesser Himalayan Crystalline (Lower Dolpo, Western Nepal)*. 85° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana. Pisa, Italy. (C, A)

#### 2009

**BERTOLDI L.**, MASSIRONI M., NALETTO G., VISONÀ D. (2009). *Elaborazione di dati ASTER per la discriminazione litologica*. Atti 13<sup>a</sup> Conferenza Nazionale ASITA, 1 – 4 Dicembre 2009, Fiera del Levante Bari. (P, C, A)

PRETO N., NARDON S., MASSIRONI M., GATTOLIN G., RIVA A., **BERTOLDI L.**, CASTELLANI S., FLAIM L. (2009). *Growth of an isolated carbonate platform under continuous synsedimentary tectonics*. 27<sup>th</sup> IAS meeting, Alghero, Italy, September 20-23, 2009. (P, C, A)

**BERTOLDI L., MASSIRONI M., NALETTO G. & VISONÀ D. (2009).** *How manage aster data to improve lithological discrimination?.* VII Forum Geoitalia, Rimini 7-11 settembre 2009. **(P, A)**

**BARGOSSO G. M., BERTOLDI L., MORELLI C., PICCIN G., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI (2009).** *About a magmatic continental megasystem evolution in the Lower Permian.* VII Forum Geoitalia, Rimini 7-11 settembre 2009. **(P, C, A)**

**CAROSI R., MONTOMOLI C., RUBATTO D., BERTOLDI L., FRASSI C., VISONÀ D., PERTUSATI P.C. (2009).** *Along strike Variation of Exhumation Mechanism of the Higher Himalayan Crystallines: Insight from Western Nepal.* The 5th International Symposium on Tibetan Plateau/The 24<sup>th</sup> Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, 11-14 August, 2009, Beijing, China. 22-23 **(P, C, A)**

**BERTOLDI L., M. MASSIRONI, D. VISONA', R. CAROSI, C. MONTOMOLI, C. FRASSI, P. C. PERTUSATI (2009).** *How the Buraburi pluton (Dolpo region-Western Nepal) was discovered through remote sensing analysis and ground truth?.* The 5th International Symposium on Tibetan Plateau/The 24<sup>th</sup> Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, 11-14 August, 2009, Beijing, China. **(P, A)**

## **2008**

**BERTOLDI L., MASSIRONI M., GIARDINO C., ROSSI M. (2008).** *Interpretazione e Processing di dati aster per la distinzione di corpi granitici (Anti Atlas, Marocco).* Rendiconti online Soc. Geol. It., Vol. 3, Fasc. 1, 106-107. **(P, A)**

**BERTOLDI L., BARGOSSO G. M., PICCIN G. (2008).** *Deposites stratigraphy in ancient ignimbrite sheets (Volcanic Athesian Group, Southern Alps, Italy).* IAVCEI 2008 (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) Reykjavik, Iceland. **(P, A)**

**BERTOLDI L., BARGOSSO G. M., PICCIN G., MORELLI C. (2008).** *Application of stratigraphic methods for geologic survey in ancient ignimbrite sheets*



(*Athesian Volcanic Group, Southern Alps, Italy*). Rendiconti online Soc. Geol. It., Vol 3, Fasc.1, 104-105. **(P, A)**

PICCIN G., **BERTOLDI L.**, FURLANIS S. (2008). *Le fasi del glacialismo pleistocenico nel bacino del torrente Terche (versante meridionale del Vallone Bellunese)*. Rendiconti online Soc. Geol. It.. **(P, A)**

BARGOSSO G.M., **BERTOLDI L.**, MAIR V., MAROCCHI M., MORELLI C., MORETTI A., PICCIN G. (2007). *A mega volcano-tectonic collapse between Bolzano and Trento during the Lower Permian*. Mitteilungen Der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft. MinPet 2007. Merano. 16-21/09/2007. vol. 153, pp. 34. **(P, A)**

---

***Reviewed publications:***

**BERTOLDI L.**, MASSIRONI M., VISONÀ D., CAROSI R., MONTOMOLI C., NALETTO G., PELIZZO M.G. (2010). *Mapping the Buraburi granite in the Himalaya of Western Nepal: remote sensing analysis in a collisional belt with vegetation cover and extreme variation of topography*. Remote Sensing of Environments. In press.

PRETO N., FRANCESCHI M., GATTOLIN G., MASSIRONI M., RIVA A., GRAMIGNA P, **BERTOLDI L.**, NARDON S. (2010). *The Latemar: a Middle Triassic polygonal fault-block platform controlled by synsedimentary tectonics*. Sedimentary geology. In press.

MASSIRONI M., **BERTOLDI L.**, CALAFA P., VISONA D., BISTACCHI A., GIARDINO C., SCHIAVO A. (2008) *Interpretation and processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Saghro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco)*. Geosphere **4**, 736-759.