



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

Direttrice: Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

IN

GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**PRODUZIONE DI UNA CARTA GEOLOGICA
DELL'AREA DEL MANASLU, ATTRAVERSO
IL TELERILEVAMENTO, L'ANALISI
PETROGRAFICA E SPETTROFOTOMETRICA.**

Relatore: Prof. Dario Visonà

Correlatore: Prof. Matteo Massironi

Laureando: Luca Dal Paos

ANNO ACCADEMICO 2016 / 2017

Indice

Abstract

Riassunto

Introduzione

1. Inquadramento geologico	1
1.1 L'Orogene Himalayano	1
1.2 Zona d'analisi	2
1.3 Principali unità litologiche	3
1.3.1 Lesser Himalayan Sequence (LHS).....	3
1.3.2 Greater Himalayan Sequence (GHS).....	4
1.3.3 Higher Himalayan Leucogranites (HHL).....	4
1.3.4 Tibetan Sedimentary Sequence (TSS).....	5
1.4 Principali lineamenti	6
1.4.1 Main Central Thrust (MCT).....	6
1.4.2 Higher Himalayan Discontinuities (HHD).....	6
1.4.3 South Tibetan Detachment System (STDS).....	7
1.5 Modelli di tettonica esumativa Himalayana	7
2. Analisi dati telerilevati Pre-rilievo di terreno.....	9
2.1 Introduzione ai dati ASTER	9
2.2 Preprocessing	11
2.3.1 Correzione Atmosferica.....	12
2.3.2 Correzione Topografica.....	14
2.3 Mascheramento (isolamento "pixel rocciosi")	18
2.4.1 Mascheramento della vegetazione.....	18
2.4.2 Mascheramento neve-acqua-ghiaccio.....	20
2.4 Principal Component Analysis (PCA)	22
2.6 Carta Provvisoria	24
3. Campagna di rilevamento.....	27
3.1 Litologie, strutture e campioni raccolti	28



3.1.1 Lesser Himalaya (LHS).....	28
3.1.2 Main Central Thrust (MCT).....	33
3.1.3 Greater Himalayan Sequence (GHS).....	34
3.1.4 South Tibetan Detachment System (STDS).....	40
3.1.5 Tibetan Sedimentary Sequence (TSS)	41
3.1.6 Manaslu Leucogranites (GM).....	50
4. Analisi di laboratorio Post-rilievo di terreno.....	53
4.1 Analisi Petrografiche dei campioni con microscopio ottico.....	53
4.2 Analisi Spettrofotometriche.....	74
4.2.1 Studio degli spettri alterati.....	79
5. Analisi dati telerilevati Post-rilievo di terreno e misure di laboratorio.....	83
5.1 Operazioni tra bande.....	83
5.1.1 Band Ratio (BR).....	83
5.1.2 Relative Absorption Band Depth (RBD).....	86
5.2 Metodi di classificazione.....	90
5.2.1 definizione delle Region of Interest (ROI).....	90
5.2.2 Maximum Likelihood (MLL).....	91
5.2.3 Spectral Angle Mapper (SAM).....	92
6. Carta Geologica dell'Area del Manaslu	97
7. Conclusioni.....	101
Bibliografia	

Abstract

Remote sensing in the Himalayan belt is an increasingly powerful tools for glacial and geo-morphological mapping purposes (Quinceya et al.,2007). Rock composition analysis is also possible by studying the signal emitted from the surface and captured by the remote sensors. The remote sensing allow to obtain a global cognition of structures and of the main litologies are present in the selected areas. However, during this type of analyses many difficulties could be met: cloudy cover, snow, glaciers, vegetation and steep topography are among the major problems to be solved when processing data. The examined area is located in the Gandaki region between the Budhi Gandaki and the Marshyangdi valleys which delimit the Manaslu massif (Pecher & Guillot, 2011) in Central Nepal (Central Himalaya). This work aims to apply the remote sensing techniques in order to investigate the possible structural and lithological correlations among the valleys cited above and other nearby structural transects within the Greater Himalayan Sequence, the metamorphic core of the Himalaya, where the occurrences of high-temperature shear zones have been previously reported (Montomoli et al., 2013, 2015).

The final goal will be an updated geological map of Manaslu area as much detailed as possible, considering the difficulties due to altitude and limited accessibility. Moreover, as rock type discrimination, we use also lichens as proxy for different kinds of lithology (Bertoldi et al., 2011). The multispectral analysis has been applied on a ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) image which include 9 bands in the VNIR (Visible and Near Infrared) and SWIR (Shortwave Infrared) fields. Vegetation, snow and ice were masked to isolate and filter rocky pixels and to focus the image only on its potential geological aspects.

The interpretation of false color composed on Principal Components on masked images were particularly

useful as a guidance during detailed field work. Indeed, field work confirms the successful in discrimating the various lithologies of the study-area. A further improvement of the geological map will be provided by bands ratios and from supervised classification based on spectra obtained from ROI (Region Of Interest)

and from collected samples. We show, how according this procedure, an accurate geological map could be obtained, with the aim to investigate lateral continuity of geological units and of tectonic discontinuities along the between the Budhi Gandaki and the Marshyangdi valleys and to investigate relationship between plutons and low-angle-normal-faults

Riassunto

In questo lavoro di tesi si è svolto un rilevamento della zona del Manaslu (Nepal centrale) utilizzando un approccio multidisciplinare che vede unite le tecniche del telerilevamento assieme all'analisi petrologica e spettrofotometrica allo scopo di discriminare al meglio le litologie presenti, di tracciare le principali discontinuità (Main Central Thrust (MCT) Higher Himalayan Discontinuities (HHD) e South Tibetan Detachment System (STDS)) e di mappare il Granito del Manaslu.

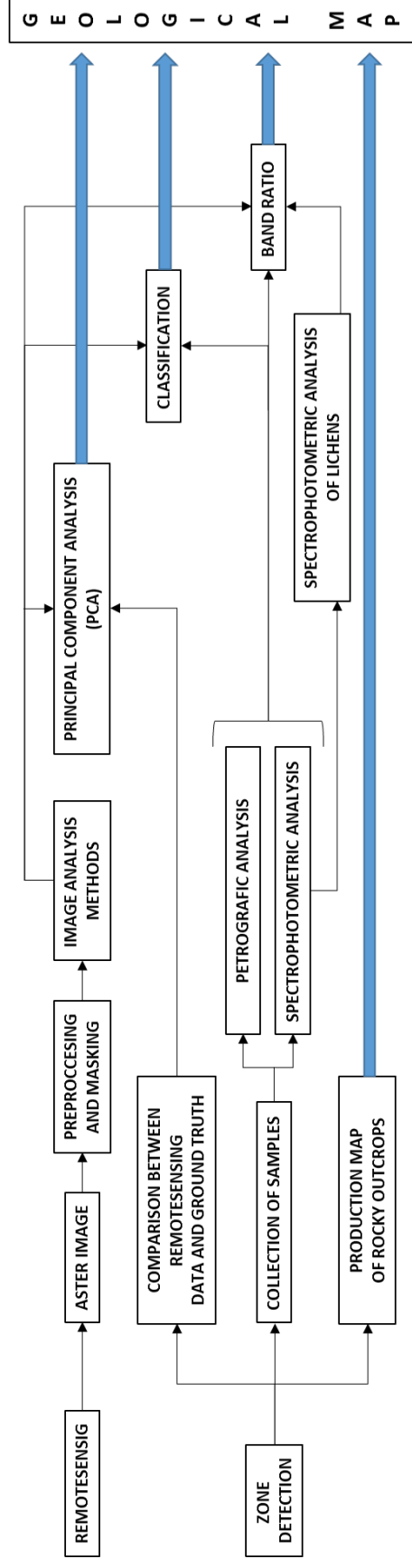
Lo studio dell'immagine multispettrale ASTER (Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer) della zona di interesse, nelle bande VNIR (Visible Near Infrared) e SWIR (Short Wave Infrared), ha permesso di discriminare al meglio le litologie e le alterazioni. Effettuato il pre-processamento dei dati, attuate le opportune correzioni (atmosfera e Topografica) e mascherato i pixel con informazioni a noi non rilevanti (neve, vegetazione e ghiaccio), si è proceduto con l'analisi dei componenti principali PCA (Principal Component Analysis) per ottenere una prima carta con differenziazione dei litotipi. Il secondo passo è stato quello di andare sul terreno confrontando ciò che era stato ottenuto attraverso il telerilevamento e la "verità a terra", raccogliendo dei campioni che rappresentassero le principali litologie sia con superficie fresca che alterata. Tali campioni sono stati analizzati sia petrograficamente che spettrofotometricamente per studiare la firma spettrale delle litologie e le diverse associazioni e abbondanze mineralogiche. Si sono poi acquisiti gli spettri dei campioni che sono in seguito stati ricampionati alla risoluzione spettrale dell'immagine ASTER in modo da poterle comparare con le firme dell'immagine acquisita negli stessi punti di campionamento. Successivamente sono state svolte operazioni tra bande per la discriminazione delle litologie: rapporti tra bande BR (Band Ratio) e profondità relativa dell'assorbimento di banda RBD (Relative Absorption Band Depth) e metodi di classificazione come la SAM (Spectral Angle Mapper) e il MLL (Maximum Likelihood); queste tecniche consentono di ottenere una buona differenziazione delle informazioni spettrali presenti nell'immagine mettendo in evidenza i diversi segnali delle litologie presenti. Comparando tra loro le diverse tecniche, la carta prodotta in campagna e carte presenti in letteratura è stato possibile produrre una carta geologica accurata della zona del Manaslu.

Introduzione

La catena himalayana è la più alta catena montuosa del pianeta ed ha attirato molti geologi fin dagli inizi del diciottesimo secolo (Dhital, 2015). L'Himalaya è caratterizzata dal possedere molti luoghi di difficile accesso per l'uomo e in questi casi le moderne tecnologie, come il telerilevamento, possono aiutare le scienze geologiche. Di recente l'analisi delle immagini satellitari lungo la catena Himalayana è stata notevolmente incrementata e la disciplina del telerilevamento si è sviluppata sia nell'ambito della classificazione litologica (Bertoldi et al., 2011), che sulla mappatura dei ghiacciai (Bhambri et al., 2011). L'esumazione della catena Himalayana è un argomento ancor'oggi discusso e le varie osservazioni che si possono attuare lungo la catena permettono di creare un quadro generale dei meccanismi di esumazione che si sono attuati in fase di formazione della catena. Gli scopi principali di questo lavoro di tesi sono la produzione di una carta geologica che permetta l'osservazione delle principali strutture presenti lungo la catena (Main Central Thrust (MCT), South Tibetan Detachment System (STDS) e la Higher Himalayan Discontinuities (HHD)) e consenta di capire i rapporti intrusivi tra il Granito del Manaslu (GM) e le altre unità presenti (Greater Himalayan Sequence (GHS) e Tibetan Sedimentary Sequence (TSS)). Altro scopo di questa tesi è l'ottimizzazione dell'approccio multidisciplinare tra Telerilevamento, Petrografia e Spettroscopia al fine di ottenere il maggior quantitativo di informazioni sull'area di analisi. La zona studiata, la Valle del Buri Gandaki ai piedi del massiccio del Manaslu, è un'area già studiata in passato da diversi geologi (Le Fort, 1981; Vidal 1982; Colchen, Le Fort & Pecher, 1986; Deniel et al., 1987; France-Lanord et al., 1988; Copeland et al., 1990; England et al., 1992; Guillot et al., 1993; 1994; 1995a; Harrison et al., 1999b; Searle & Godin, 2003; Annen, 2006). La campagna di ricerca è stata svolta in collaborazione tra i dipartimenti di Geoscienze e Scienze della Terra delle università di Padova, Pisa e Torino. Tale indagine prosegue da più anni lungo diversi transetti delle valli Himalayane con lo scopo di ricercare zone di taglio comprese tra i principali lineamenti dell'MCT e del STDS per verificare la continuità del HHD in quanto possibile lineamento influente nella esumazione della catena Himalayana (Montomoli et al., 2013). Il lavoro di discriminazione litologica, (discusso in questa tesi) attuato con le tecniche del

telerilevamento PCA (Principal Component Analysis), BR (Band Ratio), RDB (Relative Absorption Band Depth), SAM (Spectral Angle Mapper), MLL (Maximum Likelihood) assieme allo studio sul terreno degli affioramenti e delle strutture e all'analisi petrografica e spettrofotometrica dei campioni raccolti, ha consentito lo sviluppo di una carta geologica accurata dove si mettono in evidenza le caratteristiche geologiche di quest'area, che potrà consentire una buona base per lo studio di modelli di esumazione.

SCHEMA SVOLGIMENTO del LAVORO di TESI



1. Inquadramento geologico e geografico

1.1 L'Orogene Himlayano

L'Himalaya (HIMA=neve ÀLAYA=dimora) è considerata come un perfetto archetipo di catena montuosa collisionale continente-continente (Argand, 1924; Powell & Conaghan, 1973; Molnar & Tapponnier, 1975). Con i suoi 2400Km di lunghezza e i 250-400Km di larghezza, la catena Himalayana ricopre una superficie di circa 600000Km², estendendosi dal 75° al 95° meridiano Est e dal 27° al 35° parallelo Nord. L'orogene Himalayano comprende al suo interno 14 vette che superano gli 8000m e presentano molte altre zone che raggiungono altitudini superiori ai 5000m, viene considerata la catena montuosa più alta della Terra (Dhital, 2015). La sua formazione è legata alla collisione tra la placca Indiana e quella Euroasiatica, cominciata a partire da 50Ma $\pm$ 0.2Ma (Zhu et al., 2005), rendendola a tutti gli effetti la catena più giovane del Pianeta. L'Himalaya è stato per questo definito da Valdiya (1998) come "il gigante giovane inquieto". L'orogene Himalayano comprende al suo interno i sedimenti della Tetide, lo scudo Indiano e sedimenti del Gondwana, il tutto soggetto a intensa deformazione continentale che ha portato ad un accorciamento ed inspessimento crostale, piegamenti e sovrascorrimenti di grande scala, metamorfismo polifasico, anatessi, intrusioni granitiche e ad un generale trend di esumazione, sollevamento ed erosione (e.g.Dhital, 2015).

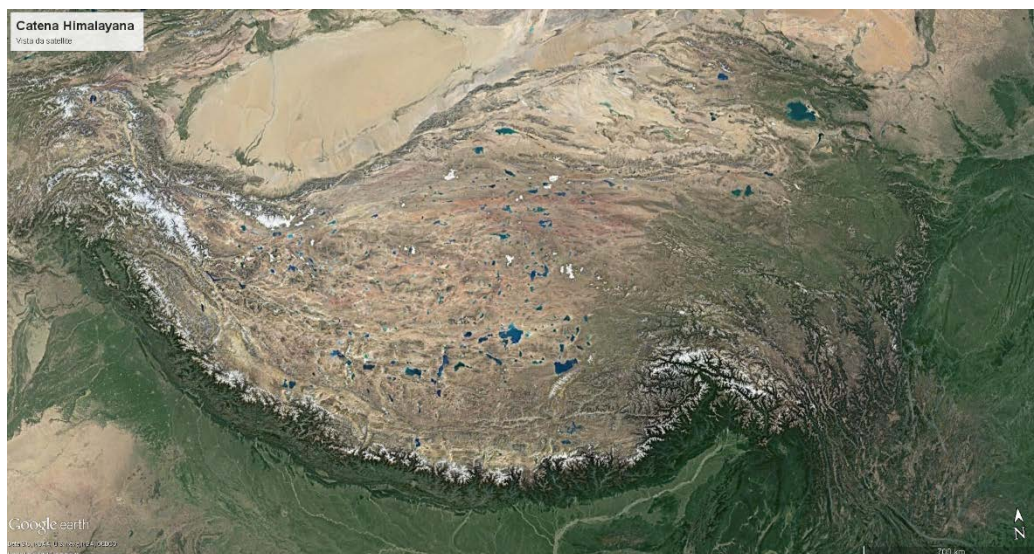


Fig. 1.1 Vista della catena Himalayana da satellite.

1.2 Zona d'analisi

La zona presa in studio si trova lungo la catena Himalayana nell'area di sviluppo del Nepal occidentale, nella regione del Gandaki. In particolare l'area da rilevare si estende lungo il tracciato del trek del Manaslu (ottavo ottomila del pianeta), ed è compresa tra l'84° e l'85° Meridiano Est e tra il 28° e 29° Parallelo Nord. Il tracciato svolto per il campionamento ed il rilevamento segue il trek del Manaslu, che parte da Arughat e sale lungo l'alveo del Budhi Gandaki accosta l'ottomila, raggiunge il passo Larkya (a quota 5120m) e riscende subito la valle incisa dal Marshyangdi. La zona dove si sono svolte le ricerche per produrre la carta geologica, corrisponde al tratto orientale del massiccio del Manaslu, tratto che risale la Valle del Budhi Gandaki e passando per Sama e Samdo raggiunge il Passo del Larkya (**Fig.1.2**).

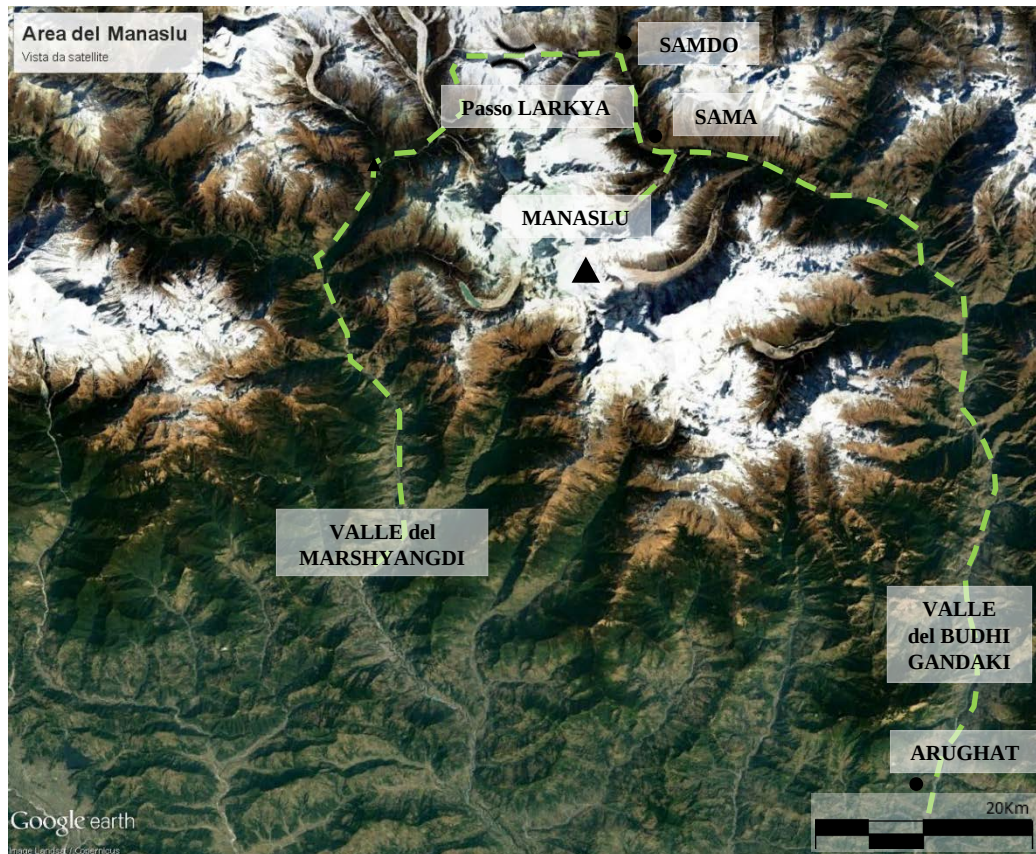


Fig. 1.2 Focus sulla zona di studio con delineato in Verde il tracciato svolto.

1.3 Principali unità litologiche

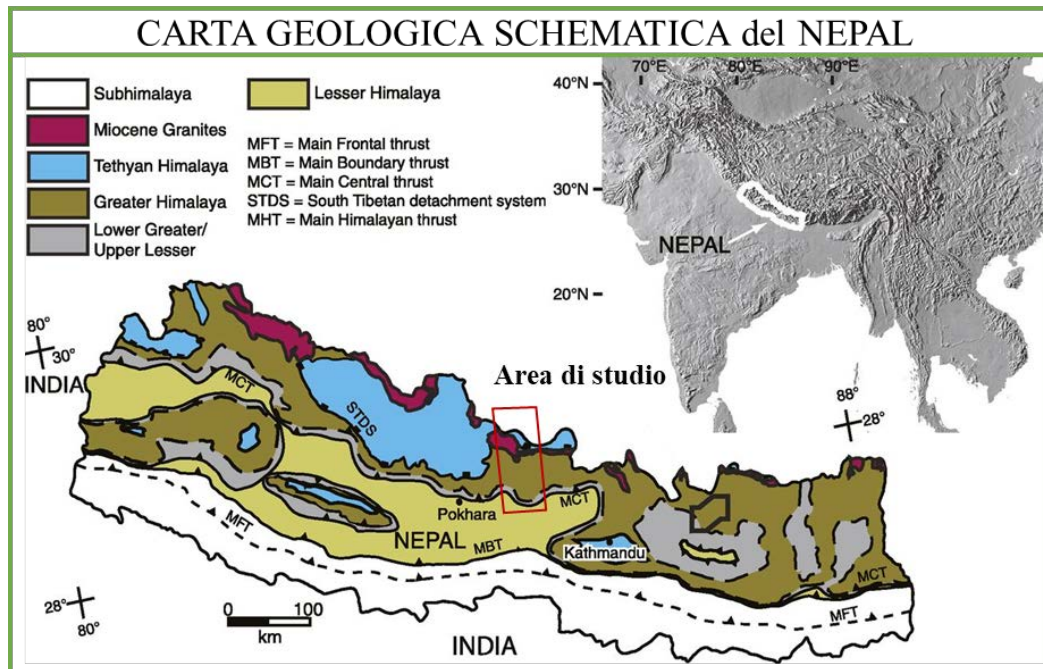


Fig. 1.3 Carta geologica schematizzata del Nepal co evidenziato in rosso l'area presa in studio e con riportate le principali Unità litologiche e i principali lineamenti (Richard From, Kyle Larson. Geosphere 2014).

1.3.1 Lesser Himalayan Sequence (LHS)

La Lesser Himalaya Sequence è una unità composta principalmente da rocce Proterozoiche con scarsa presenza di fossili. Gran parte di questa unità racchiude un gap deposizionale tra rocce Proterozoiche e i sovrastanti strati Paleocenici-Eocenici. Le rocce sono per lo più meta-sedimentarie (carbonatiche e quarzitiche) di basso grado metamorfico, con qualche livello di meta-granito e buden anfibolitico. Le formazioni del Lesser Himalaya riscontrabili lungo il nostro transetto nella valle del Budhi Gandaki sono due: la Formazione Kuncha (circa 4Km), che comprende una spessa sequenza di filladi caratterizzata nella parte superiore, da una serie calcarea data da quarziti carbonacee, carbonati silico-cristallini e marmi impuri. Al di sopra della Formazione del Kuncha si riscontra la formazione a Scisti grafitici, marmi impuri arenarie e arenarie.

1.3.2 Greater Himalayan Sequence (GHS)

La GHS chiamato anche Cristallino alto Himalayano è composto da tre formazioni che vanno a costituire uno spessore di circa 30Km; si stima che l'intera unità appartenga ad età Neoproterozoiche-Ordoviciane comprese tra 680-480Ma (Parrish and Hodge, 1996; DeCelles et al., 2000; Richards et al., 2005). Questa unità è confinata al letto dal Main Central Thrust (MCT) e a tetto dal South Tibetan Detachment System (STDS). La GHS è composta principalmente da gneiss occhiadini, migmatiti, scisti, calc-silicati, quarziti, marmi e intrusioni granitiche che vanno a sviluppare poi i corpi leucogranitici dei granitoidi alto Himalayani. Il grado metamorfico dell'Higher Himalayan Cristalline decresce progressivamente dall'entroterra verso il foreland attraverso una classica sequenza di tipo Barroviano, (Harrison et al., 1999). In particolare lungo il nostro tratto è stato possibile riscontrare l'isograda della Staurolite e della cianite nelle porzioni superiori del Lesser Himalaya e nella GHS si è osservato il passaggio verso il campo di stabilità della sillimanite. La GHS spesso viene suddivisa al suo interno in 3 formazioni (Le Fort, 1975; Serle & Godin, 2003; Carosi et al., 2007,2010;):

- FormazioneI: Paragneiss alluminosi a cianite, sillimanite, granato, biotite e muscovite.
- FormazioneII: Gneiss occhiadini a granato con intercalazioni calcsilicatiche, quarzitiche, anfibolitiche e marmoree.
- FormazioniIII: Ortogneiss e Gneiss migmatitici intrusi da sill e dicchi a muscovite e biotite e/o da leucograniti a tormalina.

La GHS è situata nelle zone a più elevata topografia della catena e comprende rocce ad alto grado metamorfico.

1.3.3 Higher Himalayan Leucogranites (HHL)

I Leucograniti Alto Himalayani rappresentano una serie di corpi Granitici intrusisi nella parte superiore della GHS durante l'orogenesi che, spesso, vanno a formare le più alte vette della catena Himalayana (Annapurna, Manaslu, Shishe Pangma, Cho Oyu e molti altri); in quasi tutte le aree del Cristallino Alto Himalayano questi

leucograniti si rinvenivano al letto del STDS e non sono tagliati dalle faglie distensive che interessano la base dei sedimenti della Tetide (Searle & Godin, 2003). Il Granito del Manaslu, analizzato in questo lavoro, possiede un carattere leggermente diverso, in quanto intrude il STDS fino a raggiungere i sedimenti della Tetide (Le Fort, 1975,1981; Colchen et al., 1986; Guillot et al., 1993,1995; Searle & Godin, 2003). Le datazioni Th-Pb sulle monaziti, hanno definito il corpo granitico del Manaslu generato da due pulsanti magmatici di diversa età: uno riconducibile a $22.9 \pm 0.6\text{Ma}$ e il secondo a $19.3 \pm 0.3\text{Ma}$ (Harrison et al.,1999). I leucograniti HHL sono caratterizzati da carattere peralluminoso e sono formati da quarzo, plagioclasio (An₂₁%-An₂%), K-feldspato, muscovite e presenza variabile di biotite e tormalina. I minerali accessori sono rappresentati da apatite, monazite, zircone, berillo, cordierite e silicati di alluminio (Dèzes, 1999; Visonà & Lombardo, 2002). La loro genesi è stata collegata all'esumazione della GHS dove reazioni di deidratazione della muscovite per decompressione avrebbe causato i fenomeni di anatessi delle rocce (Le Fort, 1975,1981; Barbey et al., 1996; Searle et al., 2010).

1.3.4 Tibetan Sedimentary Sequence (TSS)

Le rocce del Tibetano sono composte da una vasta varietà di sedimenti terrigeni e carbonatici che vanno a formare areniti, siltiti, dolomiti, calcari e scisti di basso grado metamorfico depositi in ambiente marino e fluviale. La loro età va dal Cambriano all'Eocene, esse infatti rappresentano sequenze sedimentarie deposte nella Tetide lungo il margine settentrionale del continente Indiano (Liu & Einsele, 1994; Garzanti, 1999) e avendo subito la deformazione attuata dall'orogenesi Himalayana si presentano spesso piegati, fagliati e sovrapposti alle successioni Proterozoiche della GHS (Liu & Einsele, 1994; Garzanti, 1999; Upreti, 1999), i sedimenti presentano un metamorfismo di basso grado, spiegabile grazie ai modelli del “Channel Flow” (Beaumont et al., 2001; Law et al., 2006) e del “Wedge Extrusion” (Hodges et al., 1992; Grujic et al., 1996; Vannay & Grasemann, 2001). Queste successioni presentano una grande variabilità laterale sia a livello litologico che di spessore (Dhital, 2015). La base di questa unità è segnata dall'STDS mentre sono delimitate a tetto dal Indus Yarlung Suture Zone (IYSZ) (Fuchs & Paudel, 1998).

1. 4 Principali lineamenti

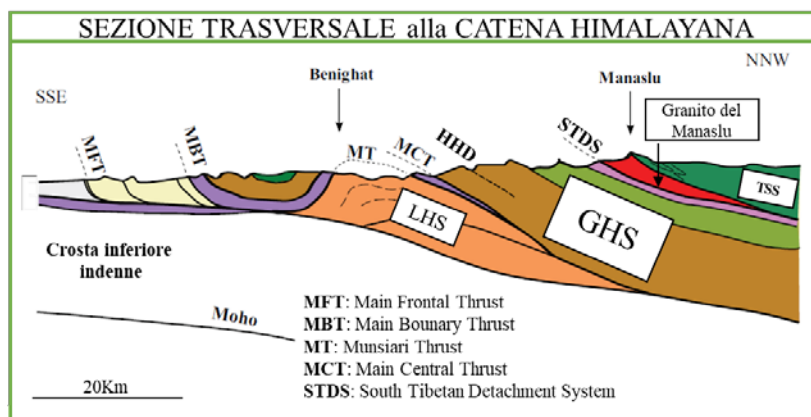


Fig. 1.4 In figura viene riportata una sezione geologica che attraversa l'area presa in studio dove si illustrano i principali lineamenti e le litologie presenti (Bollinger et al., 2004).

1.4.1 Main Central Thrust (MCT)

Heim and Gansser (1939) separarono la GHS dal Lesser Himalaya attraverso il riconoscimento della zona di thrust chiamata poi Main Central Thrust (MCT) e che attualmente rappresenta uno dei principali lineamenti tettonici della catena essendo tracciato lungo tutto lo sviluppo della catena (e.g. Dhital, 2015). Il MCT rappresenta uno delle zone di faglia che ha favorito l'esumazione della GHS, il suo rigetto è stato stimato intorno ai 140Km (Upreti, 1999; Bertoldi, 2010).

Il Main Central Thrust è costituito da una zona di shear duttile con sovrascorrimento sud-vergente che si colloca tra le zone ad alto grado metamorfico (rappresentate dalla GHS) e le zone a più basso grado metamorfico (Lesser Himalaya) (Pecher, 1977; Carosi et al., 2007, 2010;). Le datazioni radiometriche di minerali che si possono in qualche modo ricondurre alla attività della zona di taglio (^{40}Ar - ^{39}Ar su orneblenda e muscovite, U-Pb su zircone e Th-Pb su monazite) hanno dato come un'attività prolungata da 25 a 15Ma (Bollinger & Jantos, 2006; Imayama & Arita, 2008). Successivamente a questo periodo di attivazione in regime duttile il MCT ha avuto una fase di attivazione in regime fragile attorno a 7 e 3Ma (Bollinger & Jantos, 2006; Imayama & Arita, 2008).

1.4.2 Higher Himalayan Discontinuities (HHD)

Le HHD sono delle discontinuità tettoniche e metamorfiche allineate lungo la catena, spesso associate a zone di taglio contrazionali presenti all'interno della

GHS. Analizzando la Mangri shear zone nel Mugu-Karnali (Montomoli et al., 2013) e correlandola con altre zone di taglio presenti all'interno della GHS riconosciute da altri autori, in diverse parti della catena, è stato possibile riconoscere la continuità delle HHD lungo la catena per più di 500Km. Questo ha permesso di associare un carattere regionale a queste strutture e ad attribuire ad esse un possibile ruolo chiave nel modello di esumazione della catena Himalayana (Montomoli et al., 2013).

1.4.3 South Tibetan Detachment System (STDS)

Il STDS è un sistema di faglie normali che separa le rocce di medio e alto grado metamorfico della GHS dalle soprastanti rocce di basso grado appartenenti alle sequenze del TSS. Questo sistema di faglie è stato descritto la prima volta nel Tibet Meridionale (Burg & Chen, 1984). Il STDS è rappresentato da una zona, spesso pochi Chilometri, dove si impostano una serie di faglie o zone di taglio con una complessa alternanza di movimento verso sud e verso nord (Burchfield et al., 1992; Hodges et al., 1998; Carosi et al., 1998; Searle et al., 2003). Questa zona di estensione inizialmente spiegata come riequilibrio a seguito di una fase di inspessimento crostale (Burchfield et al., 1992), è oggi giustificata dai modelli che vedono l'estrusione della GHS tramite "Channel Flow" (Law et al., 2006). Il STDS non possiede una vera e unica età di attivazione ma più età a seconda dei sistemi di detachment analizzati. Le date comunque sono tutte raggruppabili in un intervallo di età comprese tra 22.5 e 18.5Ma (Hodges et al., 1996; Godin et al., 1999).

1.5 Modelli di tettonica esumativa Himalayana

La presenza tra il MCT (lineamento compressivo) e il STDS (lineamento distensivo) di rocce ad elevato grado metamorfico e di rocce che hanno subito fusione parziale è stata spiegata tramite modelli strutturali proposti per l'esumazione della catena, grazie il modello del "Channel Flow" (Beaumont et al., 2001; Law et al., 2006) o del "Wedge Extrusion" (Hodges et al., 1992; Grujic et al., 1996; Vannay & Grasemann, 2001) l'estrusione della GHS è vincolata da un'attività simultanea del MCT (zona di shear con movimento inverso) posto alla base della GHS e

dell'STDS (sistema di faglie normali con azione distensiva) situato a tetto dell'unità Cristallina Alto Himalayana (Burchfiel et al., 1992; Cottle et al., 2007).

Il Channel flow è un modello che prevede il flusso di materiale parzialmente fuso (appartenente alla GHS) attraverso un “canale caldo” per la presenza di un gradiente di pressione laterale generato dalla differenza di potenziale gravimetrico tra il Plateau Tibetano e il suo margine rappresentato dal fronte Himalayano. In questo modello i due lineamenti (MCT e STDS) hanno attività contemporanea e sono disposti parallelamente. La presenza all'interno della crosta di una porzione di fuso permette l'abbassamento della viscosità, permettendo il flusso canalizzato (Beaumont et al., 2001; Montomoli et al., 2013).

Il Wedge extrusion è un modello che prevede l'estrusione della GHS attraverso l'attivazione combinata del MCT compressivo alla base e del STDS estensionale al tetto, sotto forma di cuneo a diversi comportamenti. Comportamento rigido, cuneo sottoposto a deformazione duttile con taglio semplice e come cuneo deformato da “general flow” non coassiale (Hodges et al., 1992; Grujic et al., 1996; Vannay & Grasemann, 2001; Montomoli et al., 2003). In questo modello l'estrusione del cuneo è bilanciata dall'erosione attuata nel fronte Himalayano legata alla stagionalità climatica.

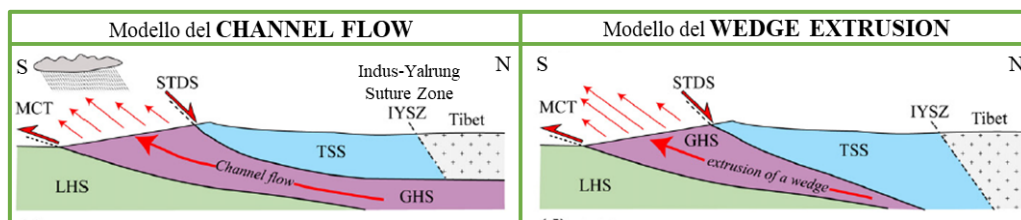


Fig. 1.4 Schemi esemplificativi dei due principali modelli di esumazione della catena Himalayana (Montomoli et al., 2013).

2. Analisi dati telerilevati Pre-rilievo di terreno

Saranno di seguito esposte le fasi di studio attuate prima del rilevamento in situ. Questa fase è importante in quanto consente di analizzare e conoscere la zona di rilevamento permettendo di fare delle ipotesi sulla geologia che si potrà osservare poi in campagna. Questa analisi permetterà di ottenere una mappa della zona, sulla quale saranno evidenziate le aree di affioramento, sarà perciò su queste aree che andranno concentrate verifiche e svolti i campionamenti durante la fase di rilevamento.

2.1 Introduzione ai dati ASTER

L'immagine scelta per il telerilevamento fa parte delle immagini acquisite dal sensore ASTER (Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer), uno dei cinque sensori montati sul satellite Terra del programma EOS (Earth Observing System) lanciato in orbita geostazionaria dalla NASA (National Aeronautics and Space Administration) nel 1999. Questo sensore nasce dalla cooperazione tra la agenzia spaziale America e Giapponese e ad oggi le sue immagini sono tra le più usate nel campo del telerilevamento per scopi geologici (Van Der Meer et al., 2012; Bertoldi et al., 2011; Massironi et al., 2008).

Le immagini ASTER possiedono le risoluzioni riportate in (**Tab. 2.1**).

RISOLUZIONI DATI ASTER			
RISOLUZIONE GEOMETRICA	RISOLUZIONE SPETTRALE	RISOLUZIONE RADIOMETRICA	RISOLUZIONE TEMPORALE
VNIR 15m/pixel	VNIR 3 Bande (0,52-0,86µm)	VNIR 8 bit	16 Giorni
SWIR 30m/pixel	SWIR 6 Bande (1,6-2,43µm)	SWIR 8 bit	
TIR 90m/pixel	TIR 5 Bande (8,1-11,65µm)	TIR 12 bit	

Tab. 2.1 Nella tabella sono riportate le risoluzioni delle immagini acquisite dal sensore ASTER.

In questo lavoro si sono utilizzate le 9 Bande dei campi VNIR e SWIR in quanto permettono di ottenere informazioni spettrali importanti per il riconoscimento

litologico e mantengono una buona risoluzione in grado di consentire una discriminazione litologica nella fase di elaborazione. Vengono escluse dall'elaborazione le bande relative al campo dell'infrarosso termico in quanto posseggono una scarsa risoluzione (90m/pixel) che combinata, ad un'analisi mirata ad analizzare solamente pixel indicanti affioramenti, non consentirebbe di ottenere delle informazioni attendibili sulla classificazione litologica.

INFORMAZIONI SPETTRALI ASTER					
BANDE	CAMPO SPETTRALE	LUNGHEZZA D'ONDA (μm)	RISOLUZIONE (m)	TIPOLOGIA ACQUISIZIONE	DESCRIZIONE
B1 B2 B3N B3B	VNIR	0.520–0.600 0.630–0.690 0.760–0.860 0.760–0.860	15	NADIR NADIR NADIR BACKWARD	Visibile verde/giallo Visibile rosso Vicino infrarosso
B4 B5 B6 B7 B8 B9	SWIR	1.600–1.700 2.145–2.185 2.185–2.225 2.235–2.285 2.295–2.365 2.360–2.430	30	NADIR	Onde corte nel campo dell'infrarosso riflesso
B4 B5 B6 B7 B8	TIR	8.125–8.475 8.475–8.825 8.925–9.275 10.250–10.950 10.950–11.650	90	NADIR	Onde lunghe nel campo dell'infrarosso emesso

Tab. 2.2 La tabella riporta informazioni spettrali sui dati ASTER.

La pagina NASA Reverb permette di scaricare immagini ASTER a vari stadi di processamento (**Tab. 2.3**) (L1A, L1B e L1T) su diverse aree di interesse e per specifici periodi di acquisizione. Quest'ultima opzione risulta particolarmente importante in Himalaya dove in un contesto regionale interessato da monsoni si passa da un clima sub-tropicale a quote più basse fino a climi di tipo alpino alle quote più elevate (Shrestha et al., 2000). Le immagini da studiare devono pertanto essere riprese in un ristretto intervallo di tempo caratterizzato da assenza di nuvolosità, limitata copertura nevosa e ridotta quantità di vegetazione. Tali condizioni sono rispettate nel periodo compreso tra la fine del monsone estivo e quello invernale. Per questo motivo l'immagine utilizzata è stata acquisita il 3 dicembre del 2004.

ASTER L1A	ASTER L1B	ASTER L1T
• Valore del pixel in DN (Digital Number). • Non attuata la calibrazione radiometrica. • Non attuata la co-registrazione geometrica.	• Valore del pixel Radianza registrata al sensore. • Immagine calibrata radiometricamente. • Immagine con attuata la co-registrazione geometrica.	• Valore del pixel Radianza registrata al sensore. • Immagine calibrata radiometricamente. • Immagine con attuata la co-registrazione geometrica. • Immagine con attuata Ortorettifica tramite dati di elevazione GLS2000

Tab. 2.3 In tabella vengono riportate le caratteristiche dei vari livelli di processamento dei dati ASTER (fonte LP DAAC USGS)

2.2 Preprocessing

L'immagine L1B acquisita ha già subito la calibrazione radiometrica, (i dati sono espressi in radianza al sensore $W/m^2/sr/\mu m$), e la co-registrazione geometrica, (i set di dati sono già riferiti ad un unico sistema di coordinate), dundue i processi alla quale l'immagine dovrà essere sottoposta prima dell'elaborazioni ai fini interpretativi sono limitati a quelli riportati in (**Tab. 2.4**).



Tab. 2.4 Schema con riportati gli step per il pre-prrocessing di un'immagine di livello 1B.

Tramite l'utilizzo del programma di elaborazioni di dati geospaziali e satellitari ENVI (ENvironment for Visualizing Images), l'immagine ha subito:

- il ricampionamento delle bande nel campo SWIR da 30m/pixel a 15m/pixel (uniformando la dimensione dei pixel in tutte le bande).
- L'ortorettifica che ha permesso la correzione dell'immagine da deformazioni avvenute durante l'acquisizione; utilizzando come dati per la correzione i valori di elevazione presenti nell'ASTER-DEM (Digital Elevation Model) della zona

2.3.1 Correzione Atmosferica

L'atmosfera terrestre è composta da una miscela di gas che interagiscono con la radiazione elettromagnetica tramite processi di assorbimento e diffusione. Lo spettro elettromagnetico risente di tali processi e per questo si analizzano le informazioni ottenute dalle finestre atmosferiche, ovvero intervalli dove lo spettro non risente o risente solo parzialmente della presenza atmosferica (**Fig. 2.1**). La correzione atmosferica permette di correggere e rimuovere gli effetti apportati

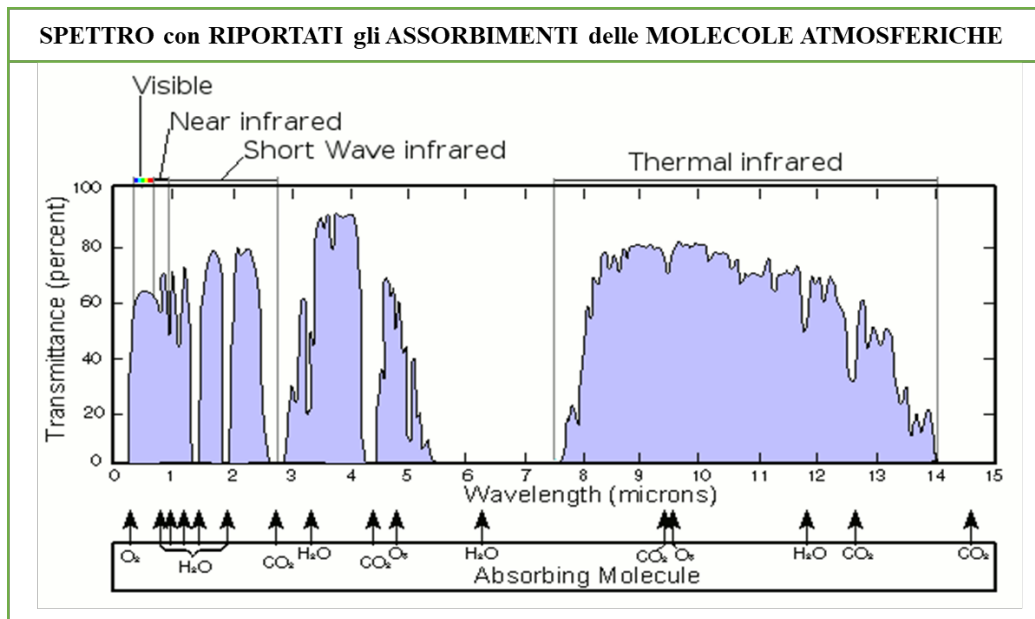


Fig.2.1 Lo schema mostra i principali assorbimenti legati ai gas presenti in atmosfera e illustra le finestre atmosferiche dove agisce il telerilevamento.

dall'atmosfera all'immagine all'interno delle finestre atmosferiche e di trasformare i dati da radianza al sensore ($W/m^2/sr/\mu m$) a riflettanza in % (ovvero la percentuale di luce riflessa rispetto a quella incidente). La correzione è stata eseguita tramite il programma ENVI che tra le sue funzioni presenta la possibilità di correggere

l'immagine dagli effetti atmosferici attraverso l'algoritmo FLAASH (Fast Line of sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercube –Felde et al., 2003). In particolare, questo algoritmo è utile per correggere le regioni spettrali del VNIR e SWIR. Per poter attuare la correzione atmosferica sono necessari alcuni passaggi:

- a) Trasformazione delle 9 bande (VNIR, SWIR) da un formato hdf (Hierarchical Data Format) ad un formato BIL (Band Interleaved by Lyne)
- b) Selezionare la correzione FLAASH del programma ENVI
- c) Apertura dell'interfaccia per l'inserimento dell'immagine in formato BIL come IMPUT RADIANCE IMAGE.
- d) Selezionare il tipo di sensore che ha acquisito l'immagine (ASTER)
- e) Inserire i dati riguardanti l'immagine come: le coordinate del centro dell'immagine, la data e l'ora dell'acquisizione e le informazioni riguardanti il sensore come: il tipo di sensore, altezza di acquisizione, grandezza dei pixel (tutti ricavabili dall'header file dell'immagine originale).
- f) Inserire il valore di visibilità espresso in Km, sapendo che i valori nella media per valori acquisiti dal sensore ASTER ricadono tra i 20-30Km
- g) Impostare il modello atmosferico che meglio descrive l'area di studio, nel caso della zona Himalayana si ricade nel campo "Inverno medie-latitudini."
- h) Inserire il modello di aerosol della zona che nel caso dell'Himalaya ricade nel campo del "Rurale" (con tale termine ci si riferisce ad un'area dove il particolato atmosferico non è affetto da sorgenti antropiche).
- i) Selezionare infine la casella denominata "Advance Settings" procedendo all'inserimento dell'angolo solare zenitale ed angolo solare azimutale della ripresa anch'essi riscontrabili nell'header file.

Dopo aver inserito tutti i parametri per poter effettuare una buona correzione atmosferica si procede ad applicare l'algoritmo che fornirà un'immagine in riflettanza % corretta atmosfericamente (**Fig. 2.2**).

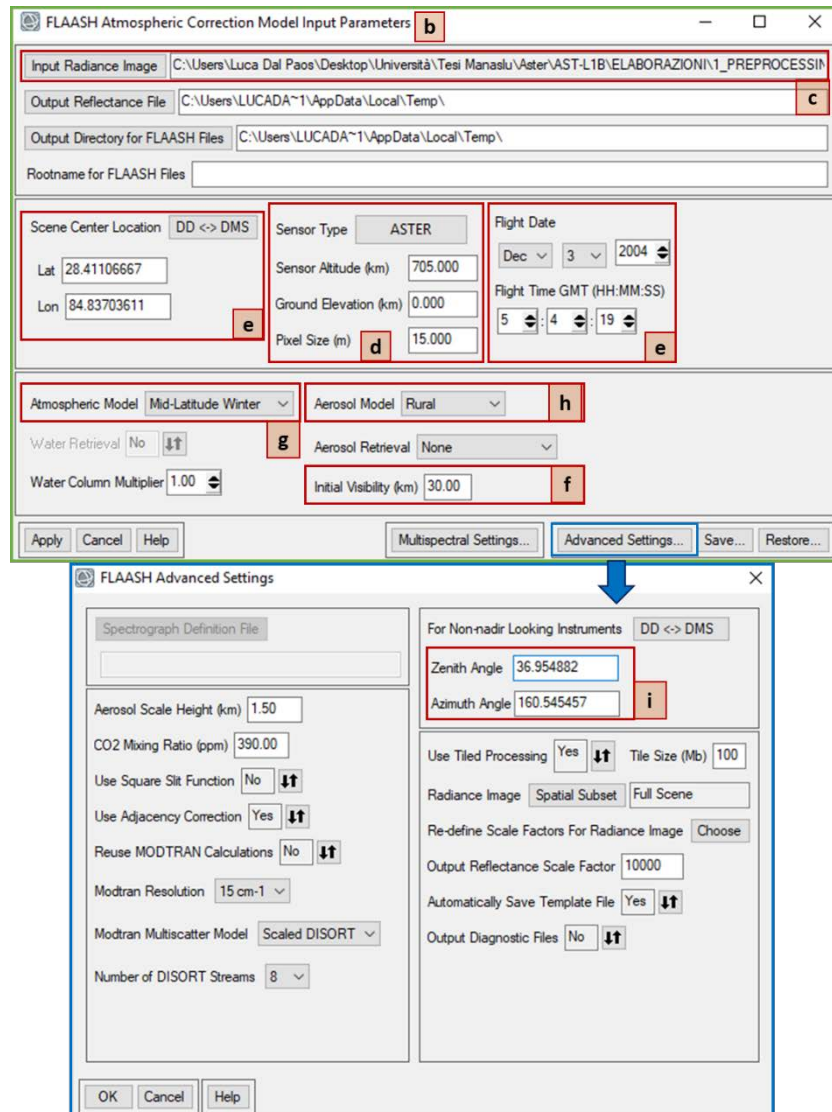


Fig.2.2 In figura viene riportata la schermata della correzione FLAASH con elencati i passaggi precedentemente descritti per attuare l'algoritmo della correzione atmosferica.

2.3.2 Correzione Topografica

La correzione topografica è uno dei procedimenti fondamentali da attuare per analizzare tramite il telerilevamento spettrale zone montane con alte energie di rilievo (Mishra et al., 2009; Bertoldi, 2011). Attraverso il programma ArcGis è possibile ricavare mediante l'algoritmo "Slope" la pendenza dei rilievi (Bertoldi et al., 2011). Tramite una statistica fatta su celle di 1Km^2 si sono quindi ottenute mappe

a differenti classi di acclività (**Fig. 2.3**) che enfatizzano la pendenza della zona, dove è possibile notare come in gran parte dell'area analizzata siano presenti zone ad elevata pendenza (pendenze maggiori del 30%).

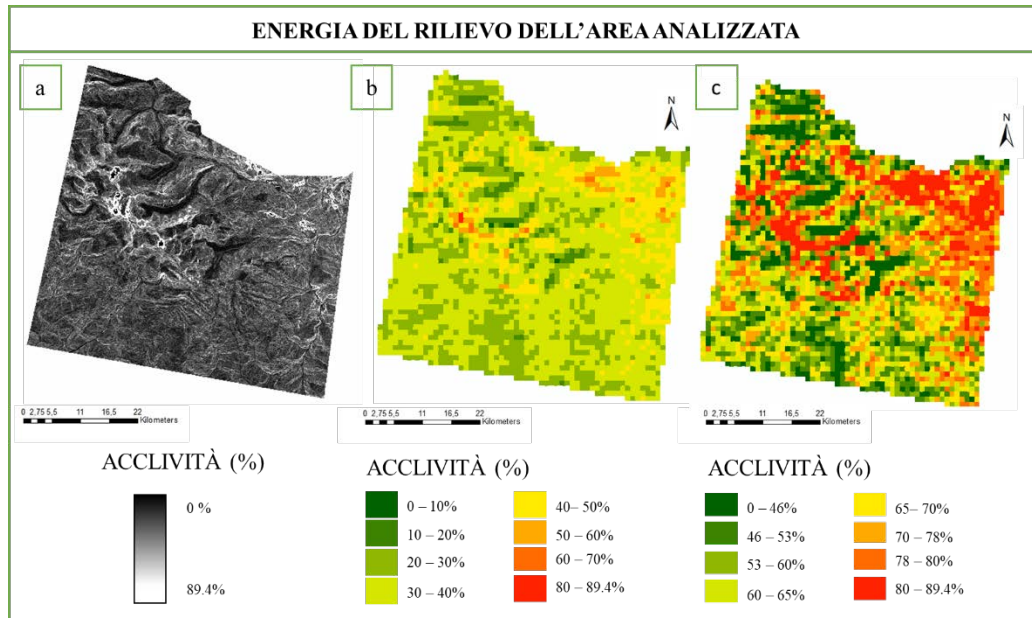


Fig. 2.3 Nell'immagine vengono riportate le mappe di pendenza della zona analizzata. a. l'immagine mostra in scala di grigi il variare della pendenza, b. L'immagine presenta una statistica fatta su celle di 1Km² mediando i valori di pendenza presenti e illustrandoli mediante una scala di colori a intervallo costante. c. Si è svolto lo stesso procedimento utilizzato per l'immagine b. variando la visualizzazione mediante la scala dei colori fatta discriminando maggiormente le pendenze più presenti tramite il metodo "quantile."

In queste condizioni i dati spettrali risentono fortemente della topografia e dell'angolo di illuminazione solare, ovvero l'angolo che si forma tra la posizione del sole e la normale alla superficie del suolo, andando a produrre uno scostamento del valore di radianza misurato da quello effettivo (Twele & Erasmi, 2005). L'Illuminazione, dato fondamentale per correzioni topografiche, viene descritta come il coseno dell'angolo di illuminazione solare che viene ricavato dalla seguente equazione:

EQUAZIONE PER IL CALCOLO DELL'ILLUMINAZIONE

ILLUMINAZIONE

PENDENZA
Ricavata con ArcGis

AZIMUT SOLARE
All'acquisizione

$$\cos(I) = \cos \left[\underbrace{\cos(SZ)}_{\text{ZENIT SOLARE all'acquisizione}} \cos(TS) + \sin(SZ) \sin(TS) \cos(\underbrace{SA - TA}_{\text{ESPOSIZIONE Ricavata con ArcGis}}) \right]$$

Tale valore è stato ottenuto con l'utilizzo del "Raster Calculator" di ArcGis (Spatial Analyst tool) e richiede il calcolo delle pendenze, e delle esposizioni su DTM (realizzate rispettivamente dagli algoritmi "Slope" e "Aspect") (**Fig.2.4**) ed i dati dei valori di Zenith e Azimut Solare al momento dell'acquisizione (ricavati dall'header file dell'immagine originale).

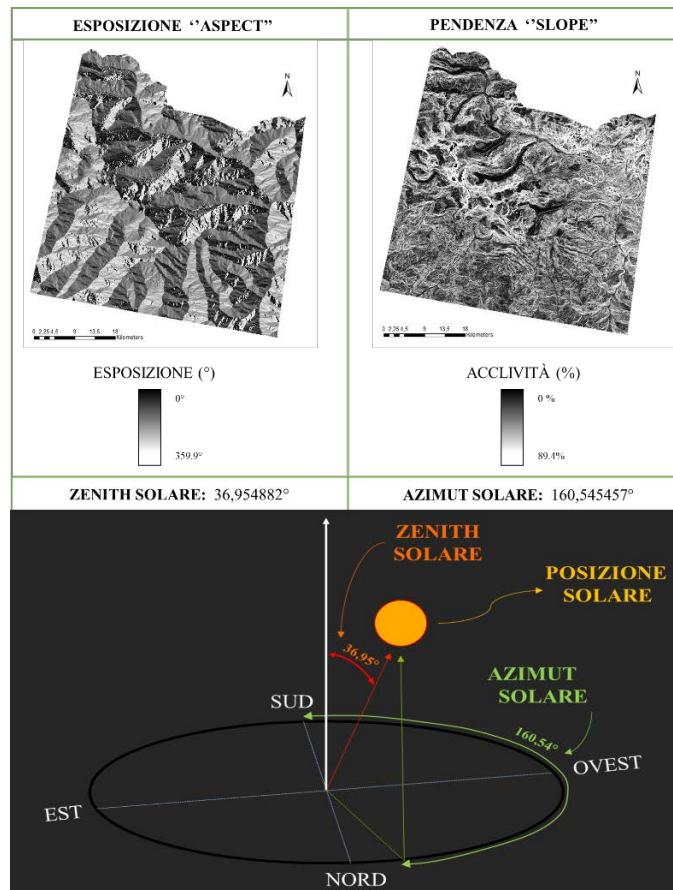


Fig. 2.4 In figura sono riportati i componenti dell'equazione per il calcolo dell'illuminazione: esposizione, pendenza, Zenith solare e Azimut solare.

Trovato il **cos(I)** si può applicare la correzione topografica che prende il nome di metodo del coseno e che prevede l'assunzione che le superfici si comportino in maniera lambertiana (riflessione diffusa uniformemente in tutte le direzioni e per tutte le lunghezze d'onda). Esso si basa sulla seguente equazione (Ekstrannd, 1996; Richter, 1997):

EQUAZIONE PER LA CORREZIONE TOPOGRAFICA (Metodo del Coseno)			
RIFLETTANZA CORRETTA riferita ad una sup. piana	{	$R_0 = \underbrace{R}_{\substack{\text{RIFLETTANZA} \\ \text{riferita ad una} \\ \text{sup. inclinata}}} \frac{\cos(SZ)}{\cos(I)}$	ZENITH SOLARE All'acquisizione ILLUMINAZIONE

Il risultato ottenuto è un'immagine dove è stato corretto il segnale spettrale legato alla topografia dell'ambiente. L'immagine a questo punto ha ultimato la fase di pre-processing (**Fig. 2.5**). ed è ora pronta per essere sottoposta alle successive elaborazioni basate sulla risposta spettrale dei materiali (e.g rapporti tra bande e classificazioni)

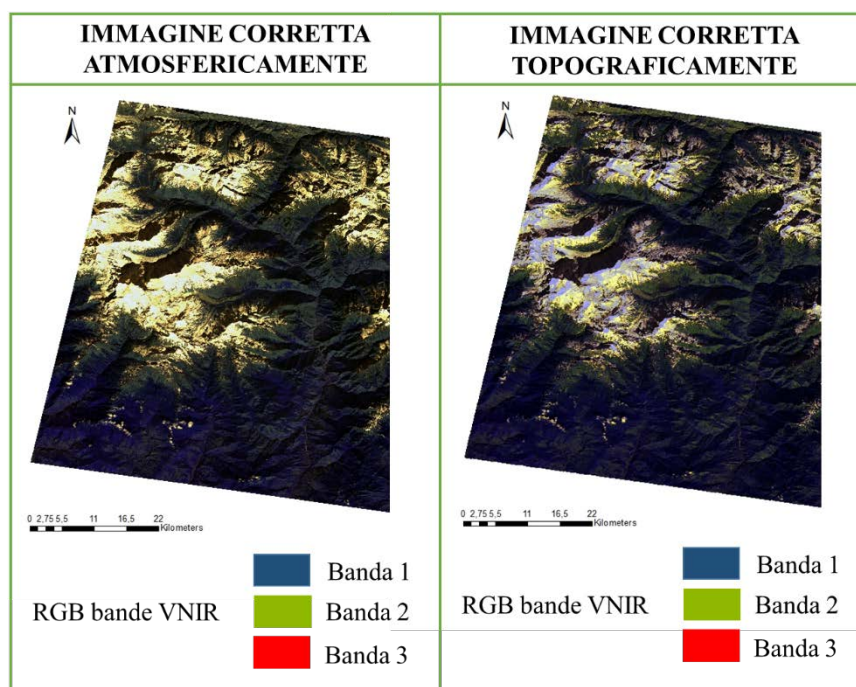


Fig. 2.5 In figura sono messe a confronto le due immagini ottenute mediante le correzioni attuate nel pre-processing.

2.3 Mascheramento (isolamento “pixel rocciosi”)

Nell’ambiente Himalayano, come in tutti gli ambienti montani, sono presenti delle situazioni che ostacolano il telerilevamento. Nel caso in studio la copertura vegetativa, abbondante alle basse quote e ben sviluppata sino a 3000m, rappresenta, insieme alla copertura nevosa e glaciale delle quote superiori ai 4000m e alla nuvolosità, il fattore ambientale da mascherare per poter concentrare l’attenzione sugli affioramenti presenti nell’area (**Fig. 2.6**). Questo mascheramento è attuabile grazie al software ENVI che, mediante delle operazioni svolte tra le bande presenti nell’immagine, consente il mascheramento di tutti i fattori ambientali precedentemente visti.



Fig. 2.6 Le foto riportate illustrano la copertura vegetativa e glacio-nevosa dell’area del Manaslu.

3.4.1 Mascheramento della vegetazione

Nel mascheramento della vegetazione si è utilizzato l’indice di vegetazione NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) che permette di quantificare la presenza vegetativa basandosi sull’attività fotosintetica (Campbel et al, 2011). Questa operazione si basa sull’utilizzo dei rapporti tra bande, che permettono di enfatizzare un determinato comportamento spettrale. Nella fattispecie la vegetazione assorbe la radiazione solare che usa come fonte di energia per sviluppare il processo fotosintetico. Le piante sono predisposte a disperdere la radiazione nel Vicino infrarosso e a non utilizzarla per lo sviluppo della fotosintesi: si ha dunque un forte assorbimento nel campo del visibile, in particolare tra 0.4 e 0.7 μ m, e una riflessione della radiazione nella regione NIR (0.7-1.1 μ m) (Gates, 1980). Il grande divario di riflettanza (**Fig. 2.7**) che questo comportamento causa ha permesso lo sviluppo dell’indice NDVI per localizzare la vegetazione durante il telerilevamento.

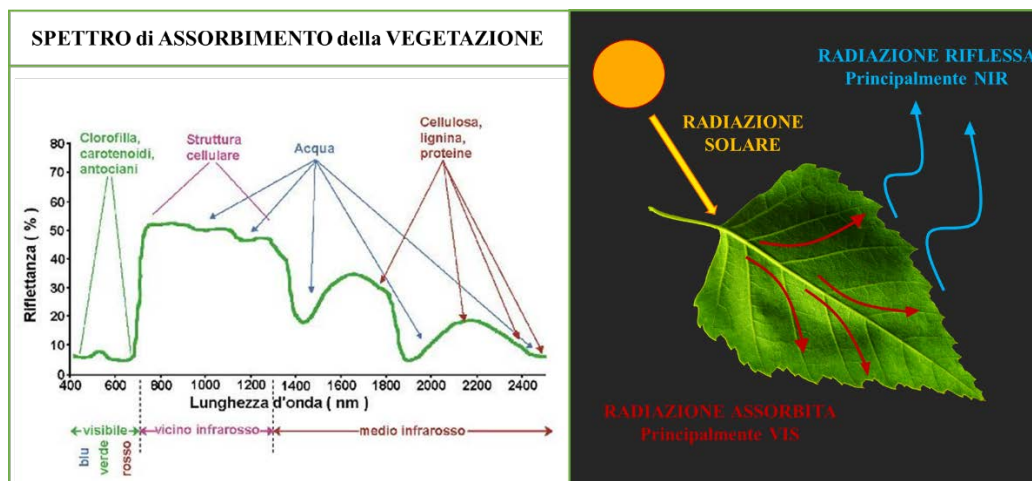


Fig. 2.7 Nella figura di destra viene riportato un esempio di firma spettrale tipica di suolo vegetato. A destra uno schema esemplificativo del processo naturale alla base dello sviluppo dello spettro di sinistra.

L'equazione per lo sviluppo dell'indice di vegetazione è di seguito riportata:

EQUAZIONE PER L'INDICE DI VEGETAZIONE	
INDICE di VEGETAZIONE della Differenza Normalizzata	{ $\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{VIS}}{\text{NIR} + \text{VIS}}$ ASTER NIR = banda 3 VIS = banda 2

Attuato il procedimento per l'NDVI si ottiene un'immagine dove i dati assumono un range di valori compresi tra -1 e 1 e la vegetazione è compresa tra valori di 0.3-1. Ottenuta questa mappa è possibile, attraverso la funzione "Build Mask", creare una maschera dove si impostano uguali a 1 i valori ottenuti con l'NDVI compresi tra -1 e 0.3 e uguali a 0 i valori tra 0.3-1. Il risultato è una mappa a 2bit/pixel della zona di interesse con in nero i pixel riferibili ad una superficie vegetata (DN=0) e gli altri pixel in bianco (DN=1). Ultimo passaggio per ottenere il mascheramento della vegetazione è, tramite la funzione "Apply Mask", applicare la immagine a 2bit/pixel come maschera sull'immagine corretta topograficamente. La funzione permette di mascherare (eliminare) tutti i pixel che sulla mappa a 2bit/pixel hanno valore nullo e che mi indicano presenza di attività fotosintetica (**Fig 2.8**).

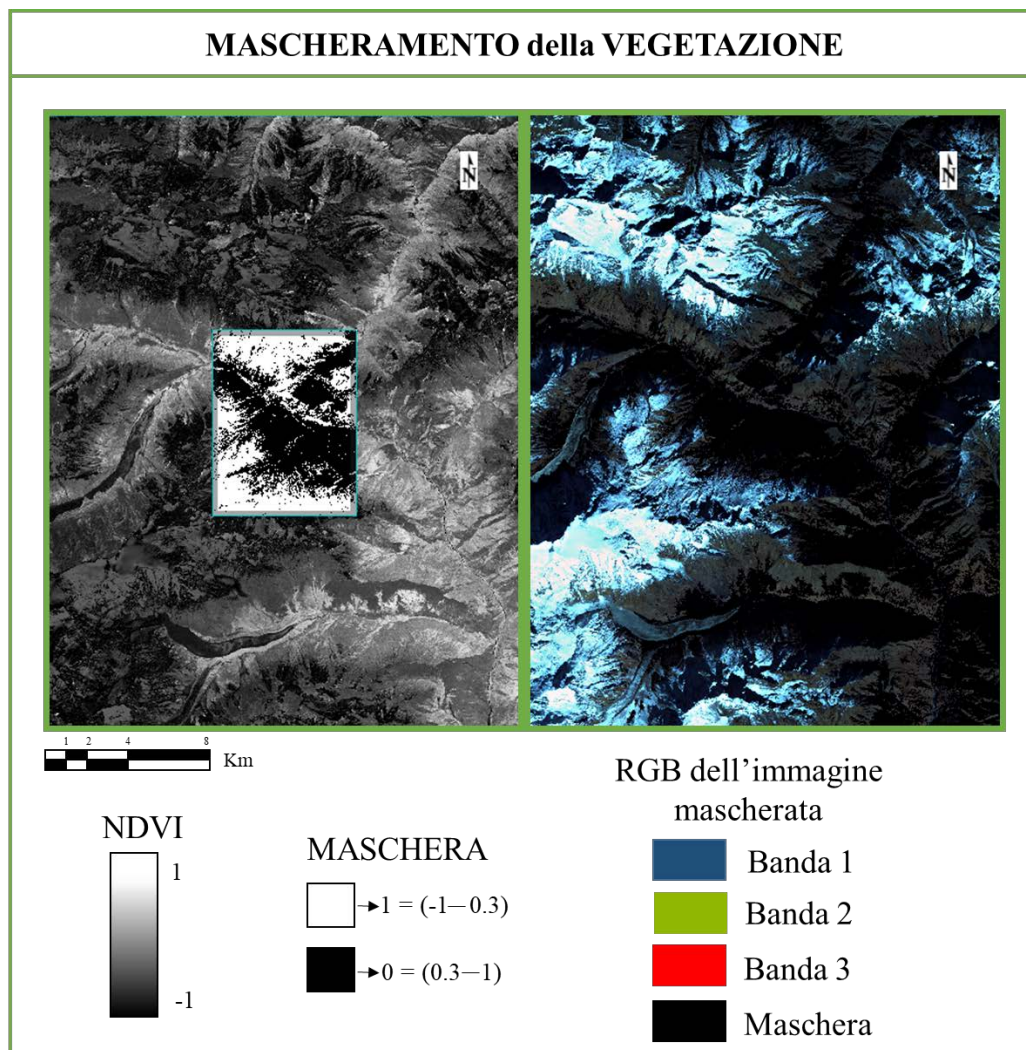


Fig. 2.8 In figura sono riportati i passaggi svolti per il mascheramento della vegetazione.

2.4.2 Mascheramento neve-acqua-ghiaccio.

Il secondo mascheramento prevede l'oscuramento dei pixel che fanno riferimento a neve, ghiaccio e acqua. Questo è possibile sempre attraverso il rapporto tra bande che enfatizza il brusco cambiamento in riflettanza dell'acqua tra le bande 3 e 4 di ASTER nella regione IR (**Fig. 2.9**).

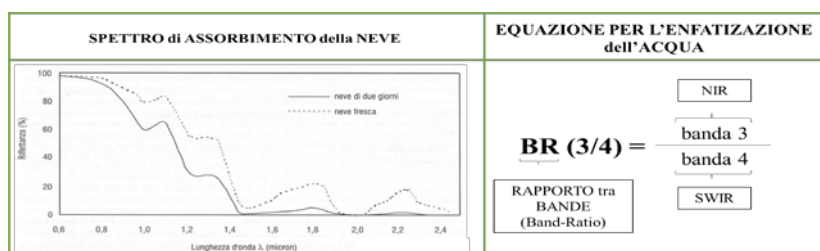


Fig. 2.9 In figura è riportato lo spettro della neve e il rapporto tra bande che evidenzia la presenza d'acqua.

Si procede pertanto come per il mascheramento della vegetazione (paragrafo 2.4.1), tenendo conto che col rapporto tra bande BR 3/4 l'acqua assume valori maggiori di 1. Sommando quindi le due maschere si ottiene come risultato un'immagine (**Fig 2.10**) dove risultano visibili solamente i "pixel rocciosi" (Bertoldi et al., 2011).

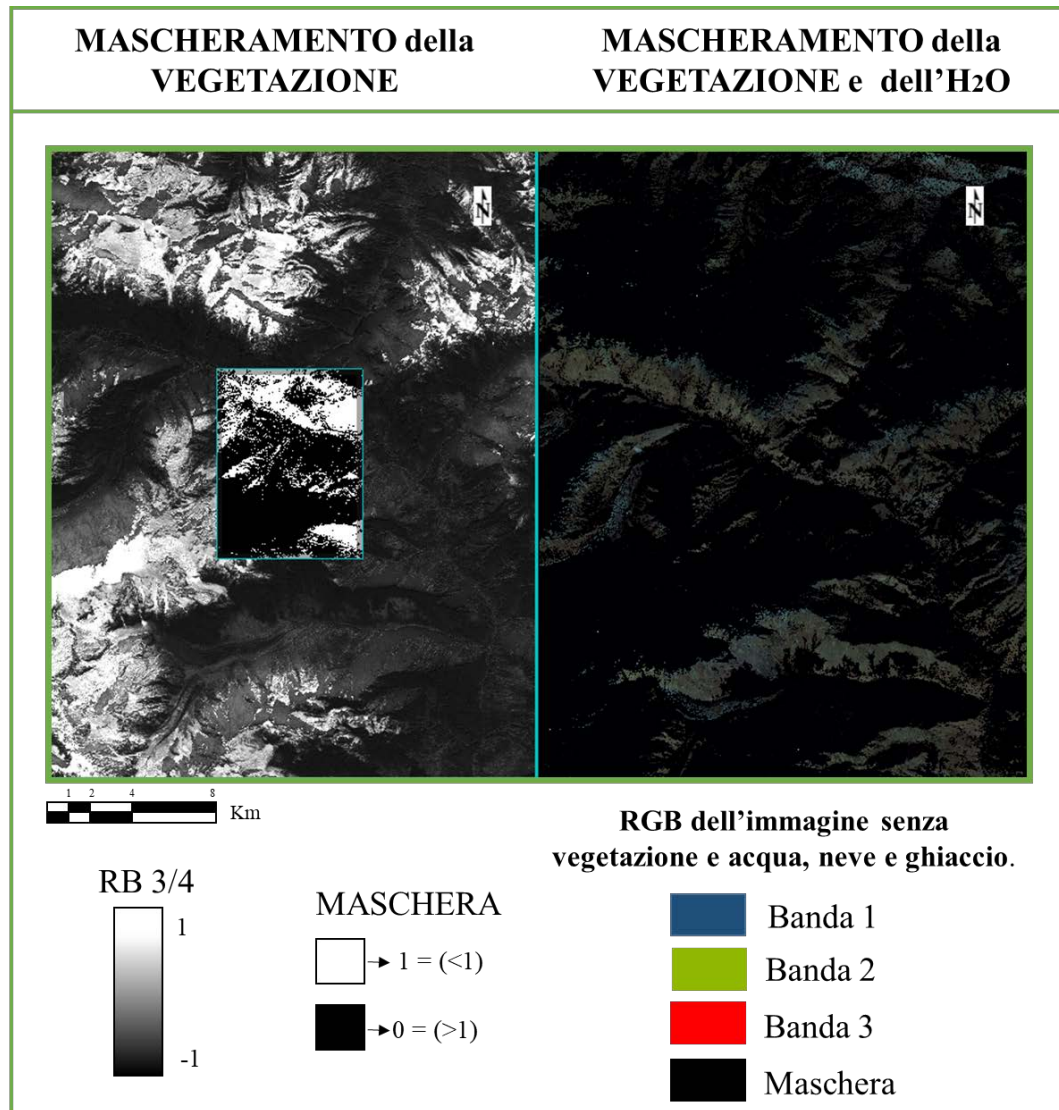


Fig. 2.10 Nella figura di sinistra sono riportati i passaggi per lo sviluppo della maschera per l'acqua, nella figura di destra è riportata l'immagine finale in cui sono state applicate entrambe le maschere eseguite (vegetazione e neve/ghiaccio/acqua).

2.4 Principal Component Analysis (PCA)

L'analisi delle componenti principali (PCA) è un procedimento utilizzato per trasformare delle funzioni lineari correlate tra loro; questo serve per semplificare e riassumere con un minor numero di dimensioni l'informazione dei dati originali. Spesso infatti in un'analisi multispettrale o multidimensionale dei dati telerilevati si ha la sovrapposizione di molte osservazioni e misure eseguite a varie lunghezze d'onda ma questo spesso crea una ripetizione ridondante di informazioni che può complicare l'analisi finale del dato. Perciò attraverso la PCA si applica una trasformazione delle misure originariamente contenute nelle bande spettrali che vengono poi ridistribuite nelle nuove componenti in modo che la maggior parte dell'informazione dell'immagine multispettrale sia contenuta nelle prime componenti principali (Brivio, Lechi & Zilioli, 2006).

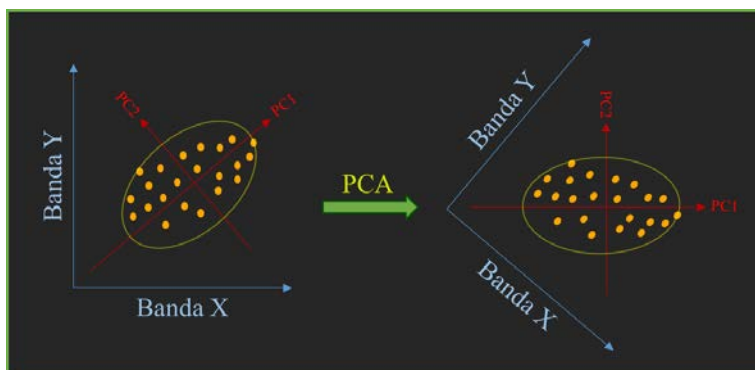


Fig. 2.11 Visualizzazione del procedimento di trasformazione mediante PCA di due serie di dati correlati.

Questa nuova rappresentazione permette di visualizzare la vera natura multivariata dei dati evidenziandone la variabilità. Questa procedura è stata applicata ai dati SWIR dell'immagine ASTER (attraverso il software ENVI e l'operazione Principal Component). La **tabella 2.4** riporta in alto gli autovalori calcolati a partire dalla matrice di covarianza e in basso, evidenziati secondo una scala cromatica, gli autovettori che esprimono il legame tra i dati spettrali delle bande e la relativa componente. Dall'analisi attuata sull'immagine ASTER si sono quindi ottenute 6 componenti principali (pari al numero di bande analizzate) di cui le prime 3 componenti (PC1, PC2, PC3) comprendono il 95% della varianza totale. Le restanti

PC (PC4, PC5, PC6) rappresentano una esigua parte della varianza totale (**Fig. 2.12**).

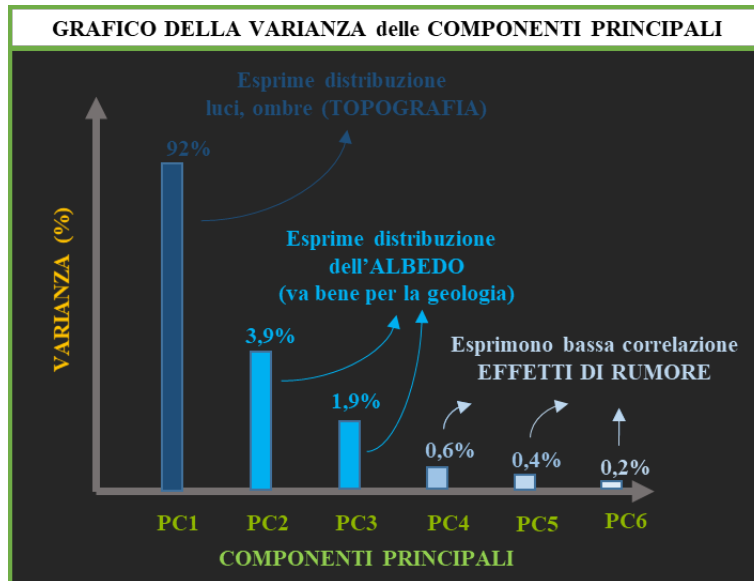


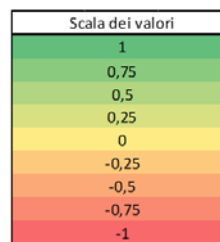
Fig. 2.12 Nel grafico viene riportata la varianza in % correlata alla corrispettiva componente principale ottenuta dall'analisi dell'immagine ASTER analizzata. Si noti come nelle prime 3 componenti sia concentrata la maggior parte della varianza dell'immagine analizzata.

Come già introdotto, grazie alla visualizzazione degli autovettori ottenuti dalle PCA (**Tab. 2.4**), sono state scelte le 3 componenti principali che più discriminano le litologie interessate, in modo tale da ottenere una visualizzazione in falsi colori dove è possibile riscontrare una differenza di colore potenzialmente legata ad una diversificazione litologica.

Le PC scelte per questa combinazione RGB sono:

- Blu = PC3 che è stata scelta in quanto carica positivamente la banda 6 e negativamente la banda 7 differenziando la MUSCOVITE.
- Verde = PC4 in quanto carica positivamente la banda 6 e la banda 9 e negativamente la 8 enfatizzando l'assorbimento tipico dei CARBONATI.
- Rosso = PC6 scelta in quanto carica positivamente la banda 9 e negativamente la 6 permettendo la distinzione tra muscovite e calcite (Bertoldi et al.,2011).

TABELLA delle COMPONENTI PRINCIPALI (bande SWIR)						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
AUTOVALORI	2887521,4	12024,7	5740,9	2101,5	1376,3	667,03
AUTOVETTORI						
	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
Banda ASTER 4	0,50514	-0,71056	-0,4185	-0,24164	-0,07999	0,00108
Banda ASTER 5	0,35466	-0,0435	0,39606	-0,09238	0,83138	-0,1254
Banda ASTER 6	0,39096	-0,18771	0,70329	0,30677	-0,4619	-0,05607
Banda ASTER 7	0,38978	0,26203	-0,34062	0,58476	0,15686	0,54483
Banda ASTER 8	0,36977	0,33449	-0,2364	0,23526	-0,12077	-0,79093
Banda ASTER 9	0,42135	0,52671	0,03835	-0,66459	-0,20776	0,24232



Tab. 2.4 Tabella con riportati gli autovettori e gli autovalori risultanti dalle PCA

Il risultato finale dell'analisi delle componenti principali è la carta riportata in **(Fig. 2.13)** dove si può apprezzare una suddivisione cromatica a seconda delle caratteristiche spettrali risultanti dalla combinazione delle 3 PC (RGB = PC6, PC4, PC3). Questa mappa acquisisce molta importanza in quanto, durante la fase di rilevamento di terreno, si verificherà la veridicità della differenziazione cromatica associando alle diverse litologie i diversi gruppi di colore.

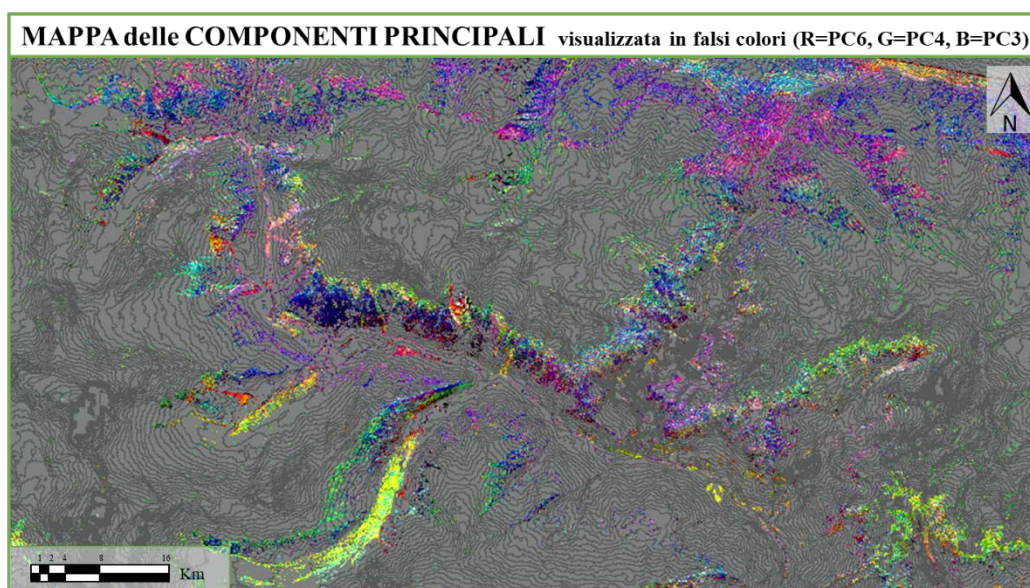


Fig. 2.13 Immagine in falsi colori RGB delle PC6, PC4, PC3.

2.6 Carta Provvisoria

Attuate queste prime fasi di elaborazione è stata prodotta una carta che è stata utilizzata in campagna per confrontare i dati telerilevati con i dati riscontrati in loco (Ground Truth) e consentire di valutare e migliorare le discriminazioni fatte tra GHS, TSS e GM. Si è dimostrata fondamentale la ricerca bibliografica di carte

geologiche della zona che hanno permesso di avere un'idea generale delle litologie e delle strutture presenti nell'area e di poter fare ipotesi preliminari sull'associazione cromatica risultante dalla PCA. Le carte geologiche utilizzate come base di lavoro sono: la carta geologica del 1980 di Clochen, Le Fort & Pechêr, la carta geologica del 1993 di Brown & Nazarchuk e la carta del Manaslu di Le Fort & Guillot del 1999 (**Fig. 2.13**). L'analisi integrate del dato satellitare e delle carte geologiche ha permesso di raccogliere informazioni utili su particolari zone d'interesse sulle quali è stata maggiormente focalizzata l'attenzione al momento del rilevamento di terreno.

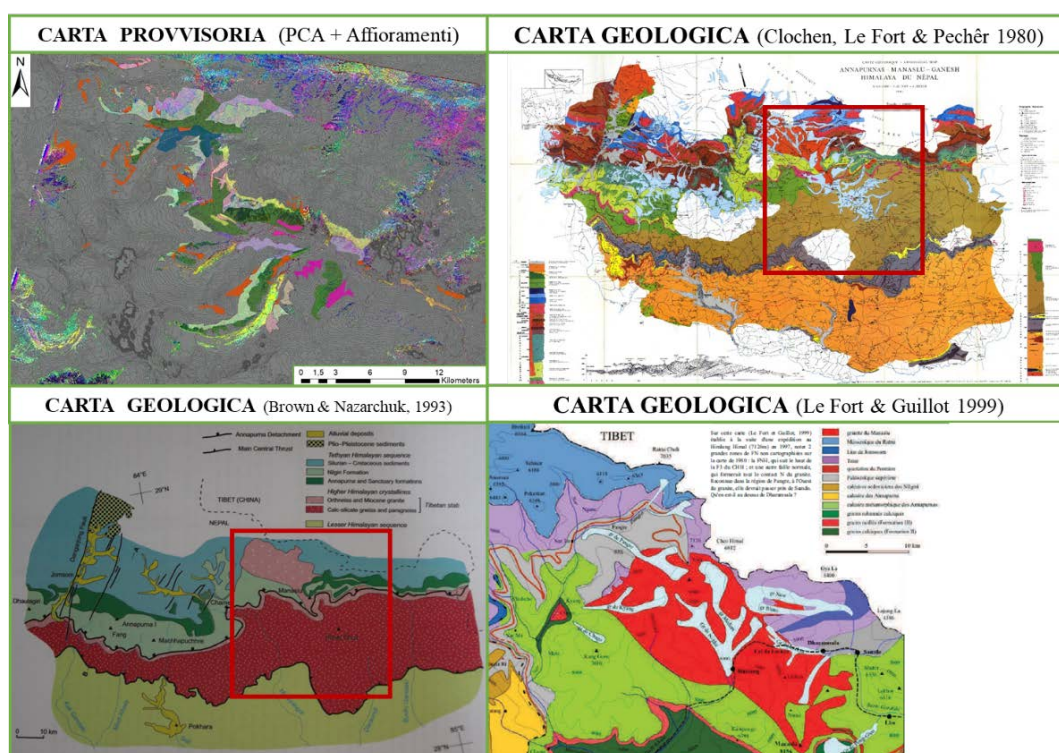


Fig. 2.13 In figura vengono riportate le carte usate per lo studio preliminare della zona, assieme alla carta prodotta col telerilevamento dove si evidenziano i segnali ottenuti dall'analisi delle componenti principali e si sono create delle zone di affioramento riscontrabili durante il percorso.

3.Campagna di rilevamento

Il rilevamento dell'area del Manaslu è stato effettuato dal 22 ottobre 2016 con partenza da Soti Kola e si è prolungato per la durata di 24 giorni risalendo la valle del Budhi Gandaki fino a valicare il passo Larkya (quota 5120m) il 14° giorno. La discesa è avvenuta lungo la valle del Marshyangdi fino a Besisahr dove si è concluso il percorso il 13 novembre. Il tragitto attuato taglia perpendicolarmente l'orientazione della catena Himalayana secondo una direzione Nord-Sud. Tale ricerca sul campo non è da intendersi come un vero e proprio rilevamento ma piuttosto come un controllo che consente di osservare tutte le litologie e le strutture descritte in bibliografia e osservate attraverso il teleilevamento. Procedendo quindi in direzione Nord-Sud e spostandosi da quote più basse a quelle più alte, si incontrano prima le litologie del Lesser Himalaya, al cui tetto è presente il Main Central Thrust, a seguire l'Unità della GHS con tutte le sue formazioni (descritte nel capitolo 1.3.2) al cui tetto è presente la zona di South Tibetan Detachment System, raggiungendo infine la sequenza sedimentaria Tibetana nella quale si intrudono i Graniti del Manaslu. Attraversando in questo modo la catena è stato possibile inoltre osservare il metamorfismo inverso che caratterizza la zona Himalayana: partendo dalle unità a basso grado del Lesser Himalaya (Scisti Verdi) si raggiungono gneiss della GHS dove la presenza di sillimanite demarca un metamorfismo ad elevata temperatura. Gli scopi quindi prefissati da svolgere durante questo controllo di terreno sono:

- Confrontare i dati ottenuti dalle prime elaborazioni dei dati telerilevati con le litologie riscontrate durante il tragitto creando una correlazione diretta tra segnale spettrale e litologia
- Campionare le diverse litologie riscontrate in modo tale da poter analizzare i campioni (in fase post-rilevamento) per ottenere informazioni composizionali e spettrali al fine di discriminare al meglio le litologie per l'elaborazione della carta geologica.

- Osservare le macro e le micro strutture per comprendere i movimenti e i processi che sono stati attivi e che hanno contribuito all'esumazione della catena Himalayana.
- Cercare di mappare al meglio il Granito del Manaslu per comprendere la sua natura intrusiva osservando il suo rapporto con le strutture presenti.
- Ricercare eventuali proxy che permettano una discriminazione indiretta delle litologie presenti.

Tali scopi sopra indicati permettono di ottenere un quadro generale della geologia dell'area al fine di contribuire ad una più accurata conoscenza dei meccanismi di esumazione della catena Himalayana.

3.1 Litologie, strutture e campioni raccolti

Di seguito si è scelto di descrivere le unità litologiche e le strutture attraversate durante il tragitto, facendo riferimento a illustrazioni, organizzate in modo cronologico e ordinate secondo uno schema di tragitto giornaliero.

SIGLE UTILIZZATE	SIGNIFICATO
LH	Lesse Himalaya
MCT	Main Central Thrust
GHS	Greater Himalayan Sequence
HHD	Higher Himalayan Discontinuities
STDS	South Tibetan Detachment System
TSS	Tibetan Sedimentary Sequence
GM	Granito del Manaslu
Qtz	Quarzo
Kf	K-feldspato
Ms	Muscovite
Bt	Biotite
Gr	Granato
Tur	Tormalina
Br	Berillo
Sup	Superficie
Camp	Campione
PC	Principal Component

Tab. 3.1 In tabella vengono riportate le sigle utilizzate nelle seguenti sintesi giornaliere.

3.1.1 Lesser Himalaya Sequence (LHS)

La prima unità incontrata durante il tragitto è la LHS. Essa è posta all'interno di una anticlinale a scala regionale al cui tetto vi è posto un accavallamento molto

importante (MCT). Il Lesser Himalaya, lungo tutta la catena, si presenta molto eterogeneo dal punto di vista litologico e strutturale. Generalmente viene suddiviso in LHS inferiore e superiore, dove l'inferiore è composto per la maggior parte dei casi da scisti intercalati da piccole lenti anfibolitiche (appartenenti a metabasalti di chimismo Tholeitico) e da sill e laccoliti (legati a graniti porfiroidi trasformati in ortogneiss). La LHS superiore ha invece una prevalente presenza di scisti carboniosi con livelli meta-dolomitici e meta-calcarei (Dhital, 2015). Il percorso svolto si è sviluppato all'interno della LHS per i primi due giorni, partendo da Shoti Khola (Fig 3.1 – carta topografica) le prime formazioni incontrate sono la Formazione Kunchha e quella Robang. La Formazione Kunchha, spessa circa 3Km racchiude al suo interno meta-areniti, filladi e quarziti micacee, essa rappresenta la base della LHS e ha un'età massima di deposizione di circa di 1900Ma (Martin et al., 2011). Sul terreno è evidente (**Fig. 3.1 – STOP-1**) la scistosità tardiva S3 orientata verso sud legata all'anticlinale del Kunchha (Pêcher & Fort, 2011). Si osservano inoltre microstrutture che indicano movimento sud-vergente anch'esse legate all'impostarsi dell'anticlinale collegata al movimento del Munsiri Thrust (MT) (Pêcher & Fort, 2011). Formazione Robang, caratterizzata da uno spessore variabile dai 0,5 ai 2Km, è composta da scisti granatiferi e da filladi sericitiche-cloritiche e carbonatiche (Larson & Godin, 2009). Nell'affioramento osservato poco più avanti (**Fig. 3.1 – STOP-2**) sono ben evidenti dei livelli a clorite (per il loro colore) e delle pieghe budinate che esprimono la deformazione subita durante la fase di esumazione e la successiva fase estensiva. Sono inoltre presenti degli indicatori cinematici che testimoniano un movimento verso sud. Più a nord si incontra un affioramento riscontrabile nella carta ottenuta dalla visualizzazione in falsi colori delle PC sul quale il segnale ottenuto discrimina l'affioramento attribuendoli un falso colore giallo. (**Fig. 3.1 – STOP-3**). Si è quindi provveduto alla raccolta di un campione per sottoporlo (in fase post-campagna) alle analisi petrografiche e spettrofotometriche.

Lungo il percorso si sono osservate due particolari strutture non riportate in letteratura: la prima è la presenza insolita di fuso granitico intrusosi attraverso fratture verticali (**Fig. 3.1 – STOP-4**). La seconda è una struttura a piuma che testimonia probabilmente una fase di deformazione più recente in dominio fragile

(Fig.3.1 – STOP-5). Poco più avanti si è osservata la presenza di una pegmatite granitica **(Fig.3.1 – STOP-6).** Dopo Lapubesi si incontrano affioramenti milonitici di micascisti massivi a granato. In questi ultimi affioramenti sono presenti strutture “S” e “C” e lenti di quarzo sinmetamorfico ad indicare un senso di shear top to Sud (cinematica destra) **(Fig. 3.2 – STOP-1,2).** L’insieme delle litologie sopra descritte viene ripreso in letteratura con il nome di Scisti grigi (Pêcher & Fort, 2011), in altre zone della catena però, la sequenza appena descritta, prende il nome di Formazione di scisti Dandagaon e viene presentata come una sequenza spessa circa 400m all’interno della quale prevalgono scisti filladici e carbonati filladici (Larson & Godin, 2009). Proseguendo all’interno degli scisti grigi si incontra un bouden anfibolitico **(Fig. 3.2 – STOP-3)** che rappresenterebbe dei metabasalti tholeitici rimaneggiati durante l’esumazione (Pêcher & Fort, 2011). Continuando il percorso si entra nella zona della LHS superiore dove prevalgono gli scisti carboniosi. Siccome la separazione tra le due unità non è evidente esse vengono poste in continuità stratigrafica da Pêcher & Fort, 2011. Tuttavia l’intensa deformazione e milonitizzazione osservati in precedenza potrebbe rappresentare il cosiddetto Munsiri Thrust (MT), definito nella zona del Garhwal (Chakrabarti, 2016; Montemagni et al., 2016), che divide la LHS superiore dalla LHS inferiore. Proseguendo all’interno della LHS superiore le litologie si arricchiscono sempre più in componente carbonatica e dolomitica fino a osservare veri e propri marmi **(Fig. 3.2 – STOP-4,5).** A partire da queste litologie studi svolti precedentemente indicano un aumento del grado metamorfico con la comparsa della staurolite. (Pêcher & Fort, 2011). Più a nord un campione di cianite **(Fig. 3.2 – STOP-6)** non in affioramento, indica la vicinanza con l’isograda dello stesso minerale. Più avanti lungo il sentiero si incontrano nuovamente micascisti con livelli molto ricchi a granato **(Fig. 3.2 – STOP-7)** che rappresentano l’ultima litologia presente nella LHS.

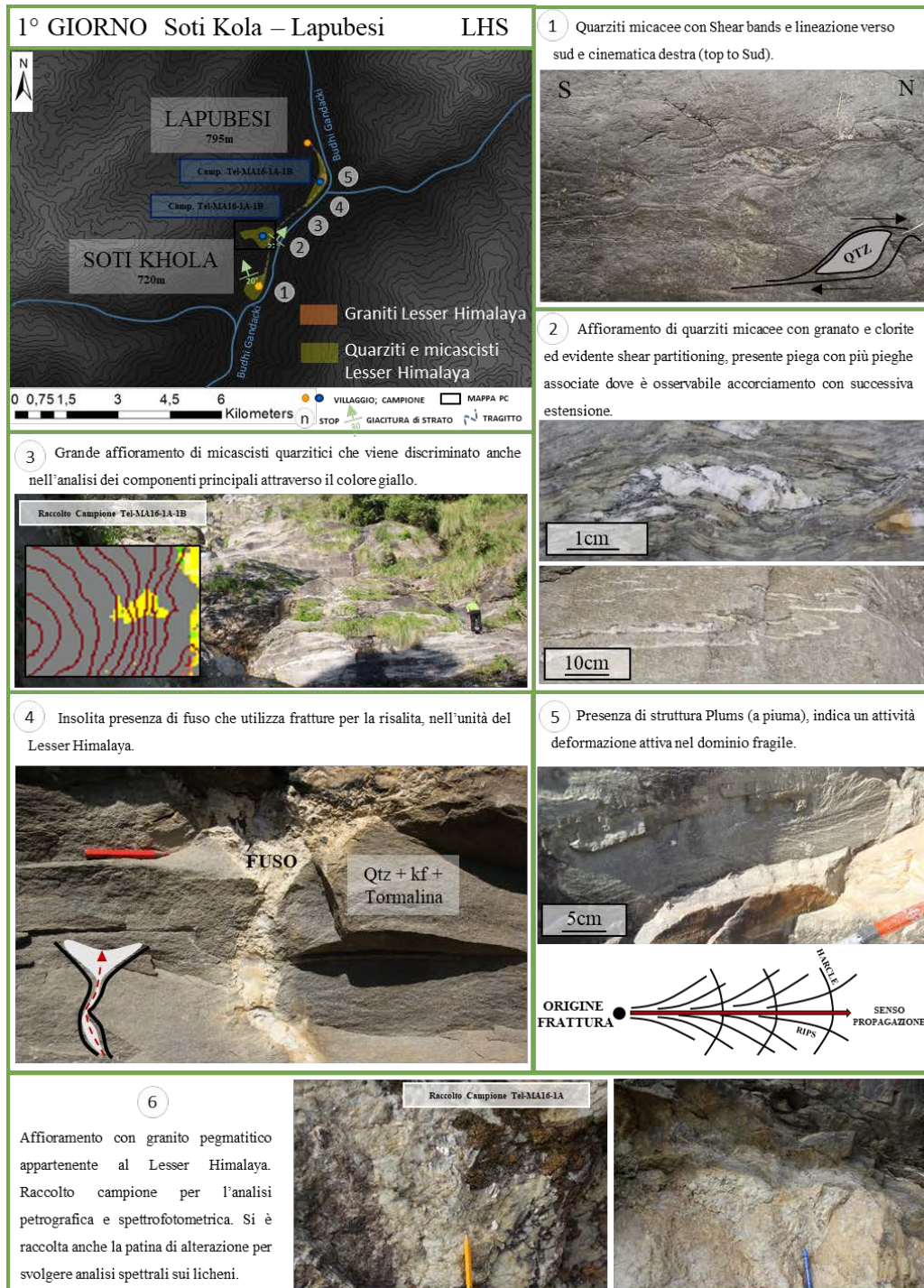


Fig. 3.1 Sintesi della prima giornata.

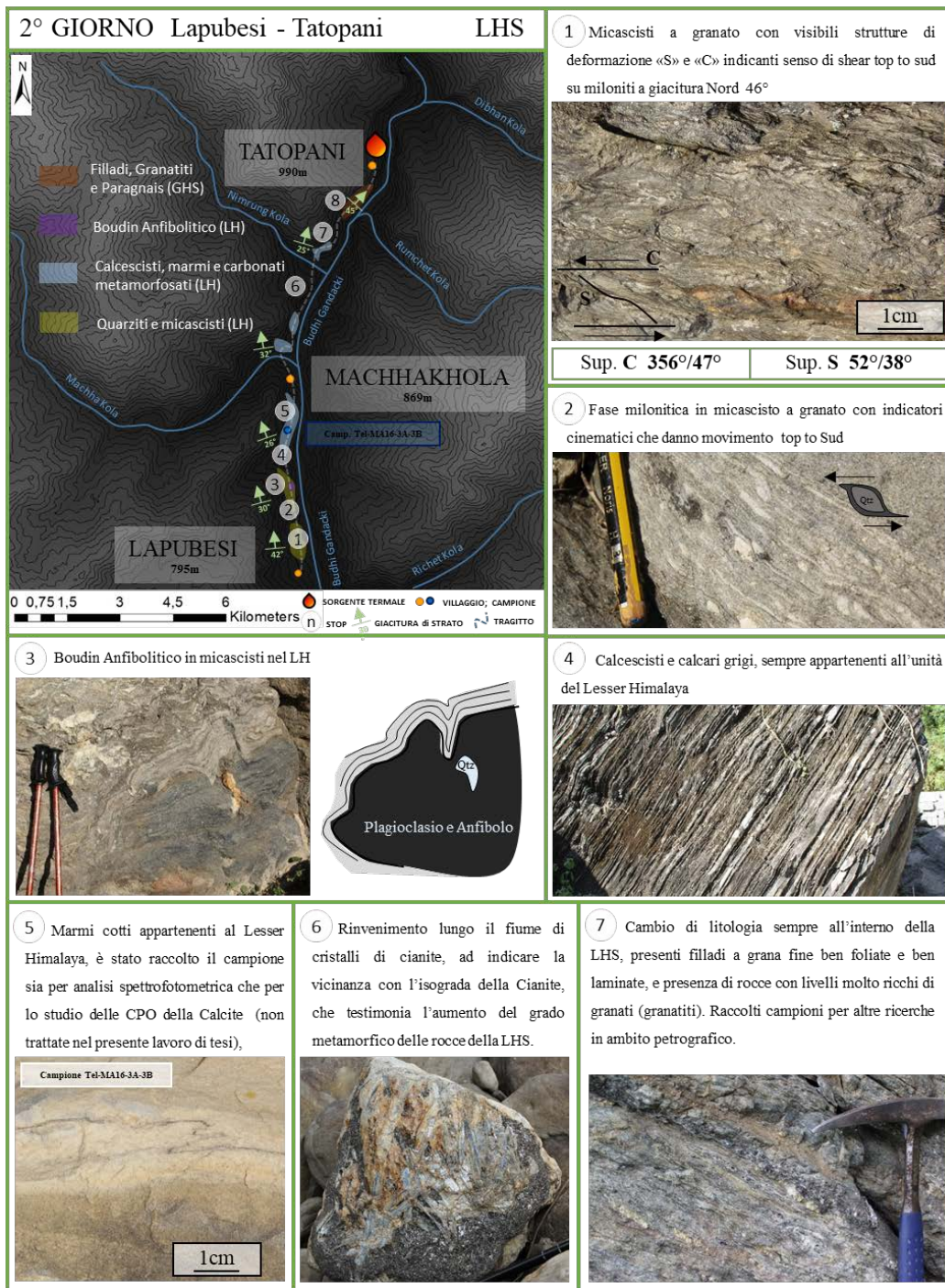


Fig. 3.2 Sintesi della seconda giornata.

3.1.2 Main Central Thrust (MCT)

Il MCT posto tra l'unità meno metamorfica della LHS e l'unità più metamorfica della GHS generalmente non si presenta ben definito e delimitato, ma bensì come una zona molto ampia dove predomina una componente di taglio. In questa zona sono descritti 3 marker tettonici (Pêcher & Fort, 2011) che hanno aiutato a definire la deformazione e il movimento a cui son state sottoposte le rocce (Passchier, 1995):

- Le superfici “S” (Schistosité), zone che accumulano deformazione di taglio ad andamento sigmoidale.
- Le superfici “C” (Cisaillement) che rappresentano superfici fragili disposte parallelamente alla zona di taglio.
- Lineazione di stiramento parallela alla direzione lungo la quale avviene il taglio e che crea strutture allungate

Nell'area analizzata tale zona di taglio non appare ben definita e visibile a causa della rigogliosa vegetazione presente a queste quote e dalla mancanza di litologie differenti a contatto. Infatti nella valle del Budhi Gandaki il passaggio tra l'unità della LHS e della GHS avviene tra litologie a quarziti. Fattore importante che demarca la presenza del MCT è la Sorgente d'acqua calda (**Fig. 3.3 – STOP-1**) situata nel villaggio di Tatopani. È stato notato che lungo la catena le sorgenti d'acqua calda sono in correlazione con lineamenti tettonici importanti e che l'acqua calda proveniente da zone profonde sfrutta zone soggette a intensa deformazione (in quanto più deboli e fratturate) per risalire in superficie demarcando la zona di deformazione (Groppo et al., 2013b). Il MCT rimane uno dei lineamenti principali della catena in quanto presenta una continuità di circa 2500Km lungo essa e ha permesso l'esumazione della GHS con un rigetto stimato di circa 140Km. Inoltre, si ritiene che questo lineamento prosegua all'interno della crosta più a nord fino al nucleo della catena (Uperti, 1999).

3.1.3 Greater Himalayan Sequence (GHS)

Unità che rappresenta il cuore cristallino della catena, è costituita da una serie di litologie che raggiungono uno spessore totale di circa 30Km. Queste rocce presentano un grado metamorfico medio-alto. Continuando il percorso da Tatopani si incontrano diversi affioramenti di paragneiss a granato biotite e muscovite (**Fig. 3.3 – STOP-2; Fig. 3.3 – STOP-1,3**). Questa litologia fa parte della Formazione-I della GHS (Vannay e Hodges, 1996; Carosi et al., 2007; Larson e Godin, 2009) la quale è composta da paragneiss a quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite, granato e cianite con minerali accessori quali: tormalina, apatite e ossidi. Addentrandosi sempre più all'interno della valle del Budhi Gandaki compare la sillimanite (indice di aumento del grado metamorfico) e poi affioramenti di migmatiti. Verso Bihi la migmatizzazione appare più evidente (**Fig.3.5 – STOP-1,2**) ad indicare che in quella zona le condizioni erano favorevoli alla fusione (Temperature maggiori dei 650°). Osservando gli affioramenti lisciviati dalla corrente del fiume Budhi Gandaki (**Fig.3.5 – STOP-4,6**) è possibile apprezzare la direzione di migrazione dei fusi migmatitici, che sfruttando zone di taglio e piani di debolezza, migrano verso zone più alte a livello stratigrafico (**Fig.3.5 – STOP-7**). Data la forte milonitizzazione nelle zone Himalayane, si suppone che la componente di fuso possa essere la sorgente dei graniti anatettici alto himalayani (compreso il Granito del Manaslu) (Pêcher & Fort, 2011). Infatti la stima della percentuale di fuso leucogranitico (vista in un altro transetto più a ovest) è stata calcolata pari al 20% del volume dell'intera unità (Larson & Godin 2009). All'interno della Formazione-I sono state osservate tre particolari strutture: la prima è una presunta faglia diretta con orientazione Nord-Sud (**Fig.3.3 – STOP-4**), la seconda struttura è una zona di taglio spessa sui 300m descritta in letteratura da Pêcher & Fort (2011) come MCT3. Questo lineamento si è ipotizzato possa rappresentare la prosecuzione della HHD, la quale solo di recente ha acquisito importanza grazie a degli studi che la correlerebbero ad un nuovo modello di esumazione “modello delle zone di taglio” (Montomoli et al., 2013) (**Fig.3.4 – STOP-2,3,4**). Questa zona di taglio presenta un'abbondante presenza di indicatori cinematici che danno una direzione del thrust top to Sud-SudOvest. L'ultima struttura, riscontrata all'interno della Formazione-I, è una faglia transtensiva sinistra orientata NordEst-SudOvest che origina una valle

incisa all'interno della quale sono presenti cataclasiti, "gradini" di calcite e lineazioni di faglia (**Fig.3.6 – STOP-2**). Sempre all'interno della Formazione-I particolare attenzione è stata data a delle microstrutture legate alla deformazione che hanno causato budinage di minerali come tormalina o staurolite lungo la direzione di deformazione (**Fig.3.3 – STOP-6**). In questa Formazione i segnali ottenuti dalla analisi delle PC (dell'immagine ASTER) hanno dato come risultato visivo in falsi colori delle tonalità di colori varianti dal verde al blu e viola discriminando di fatto (sebbene siano presenti pochi affioramenti di pixel rocciosi) la LHS dalla GHS.

Da Deng (Giorno 6) si è riuscita ad avere una visuale sulle cime più alte che delimitano la valle del Budhi Gandaki a Nord, questo tipo di osservazione ha permesso di riconoscere, in panorama, le principali unità litologiche presenti a quelle quote (**Fig.3.6 – STOP-1**). Risalendo poi per 5Km, l'interno della valle, si sono incontrati gneiss occhiadini con occhi di K-feldspato di grandi dimensioni (max 5cm) (**Fig.3.6 – STOP-3,5**). Questa litologia è da riferirsi alla Formazione-III (della GHS) descritta in letteratura come ortogneiss granitici a quarzo, plagioclasio, K-feldspato, muscovite, biotite, granato e tormalina. Gli ortogneiss derivano da Graniti Cambro-Ordoviciani (480-500Ma) rielaborati poi dal metamorfismo di alto grado Himalayano. Nei pressi di Ghap è presente un affioramento della formazione-III con associate miloniti (correlabili al STDS) e intrusioni granitiche (riconducibili alla messa in posto del granito del Manaslu) (**Fig.3.6 – STOP-5**). Spesso in questi Gneiss è stato possibile riconoscere, grazie ad indicatori cinematici, un movimento top to Nord, riferibile con i movimenti legati al STDS.

Proseguendo da Ghap la valle cambia orientazione (da N-S a NNO-SSE) le strutture quindi non vengono più tagliate perpendicolarmente ma vengono seguite per lungo il loro sviluppo.

La Formazione II della GHS è descritta in letteratura come gneiss massicci in facies anfibolitica a silicati di calcio, generalmente a tessitura granoblastica, avente come minerali principali quarzo plagioclasio K-feldspato biotite muscovite epidoto clinopirosseno, orneblenda, granato, calcite, e scapolite. Nell'area d'analisi questa formazione affiora essenzialmente in due aree: la prima nella valle glaciale Punngen

(Fig.3.11 – STOP-3,4), mentre il secondo affioramento è stato rinvenuto nei pressi del laghetto proglaciale Birenda (Fig.3.11bis – STOP-2,3).



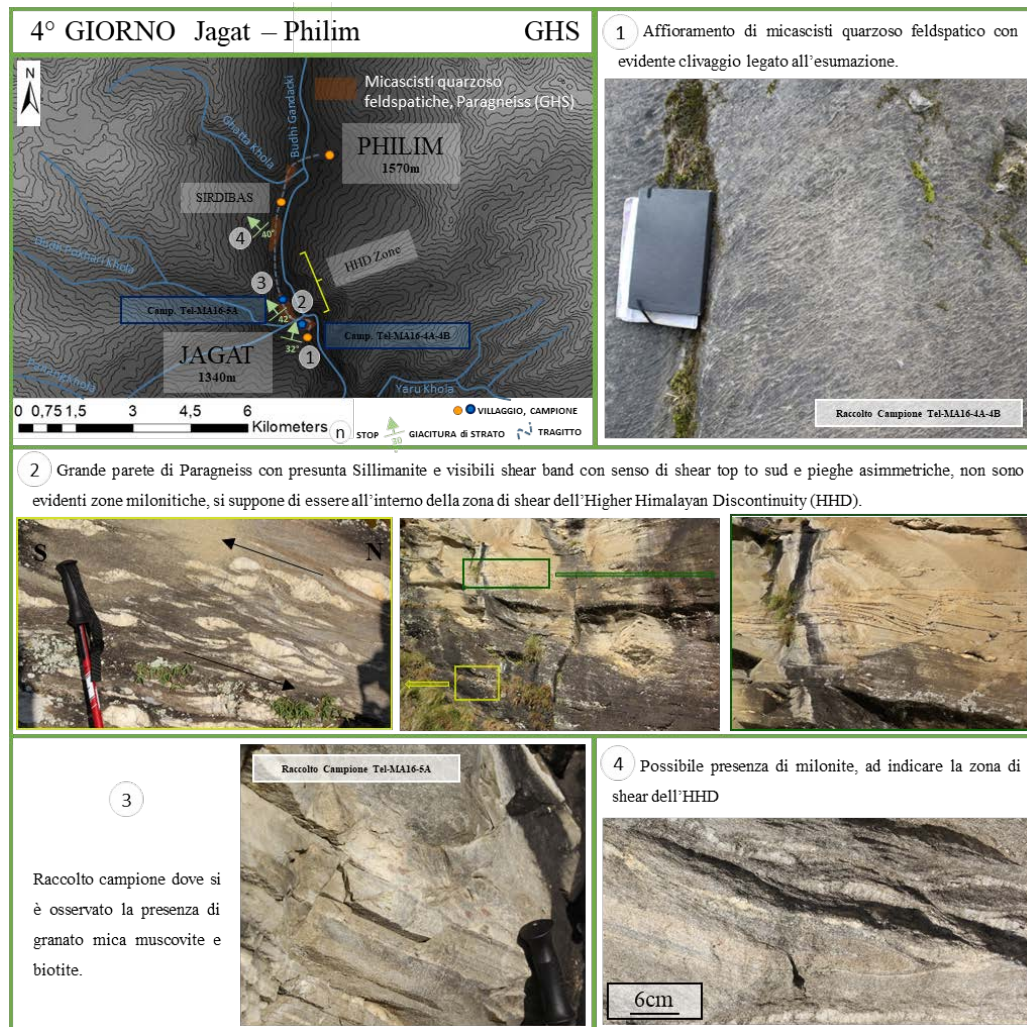


Fig. 3.4 Sintesi della quarta giornata.



Fig. 3.5 Sintesi della quinta giornata.

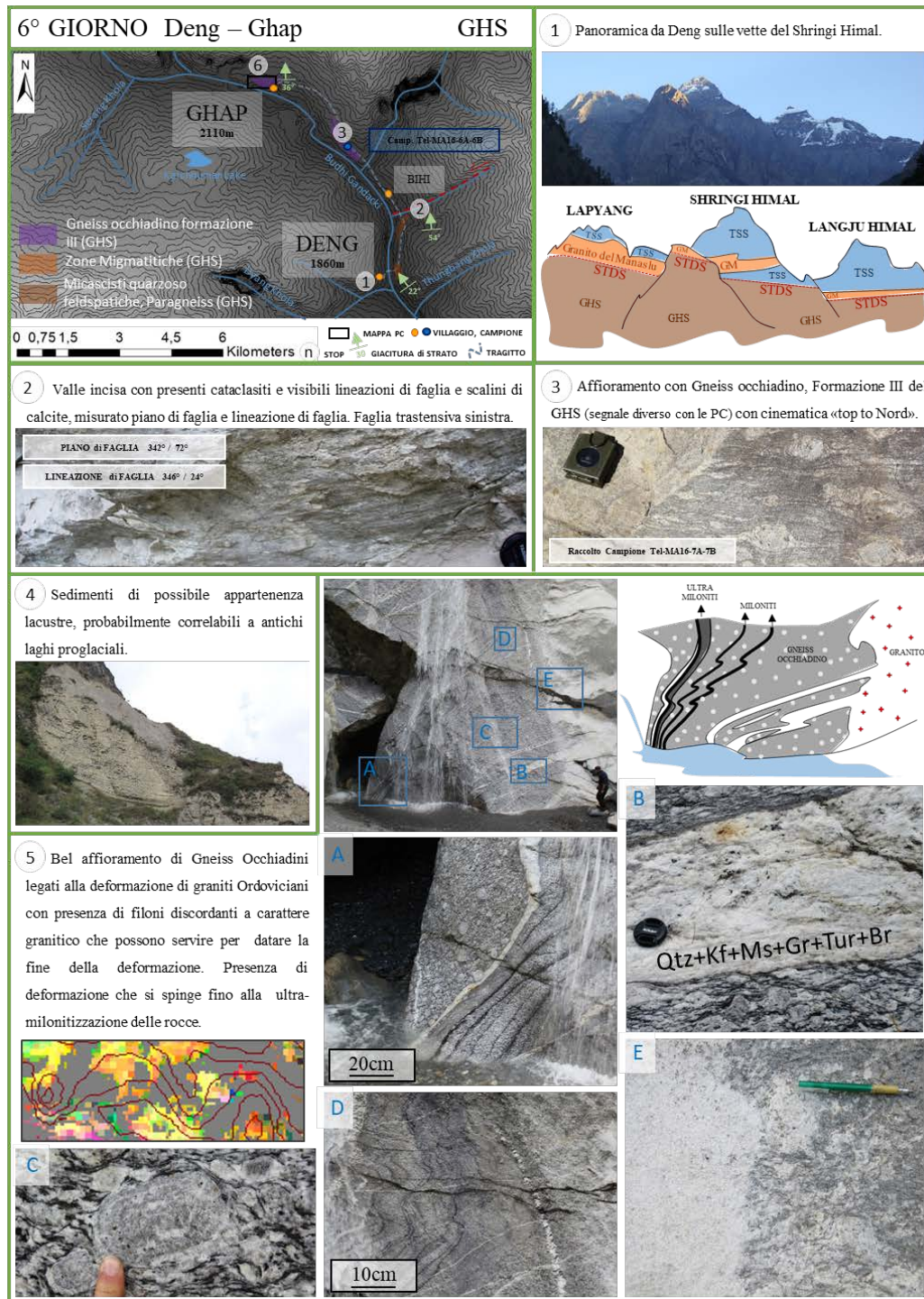


Fig. 3.6 Sintesi della sesta giornata.

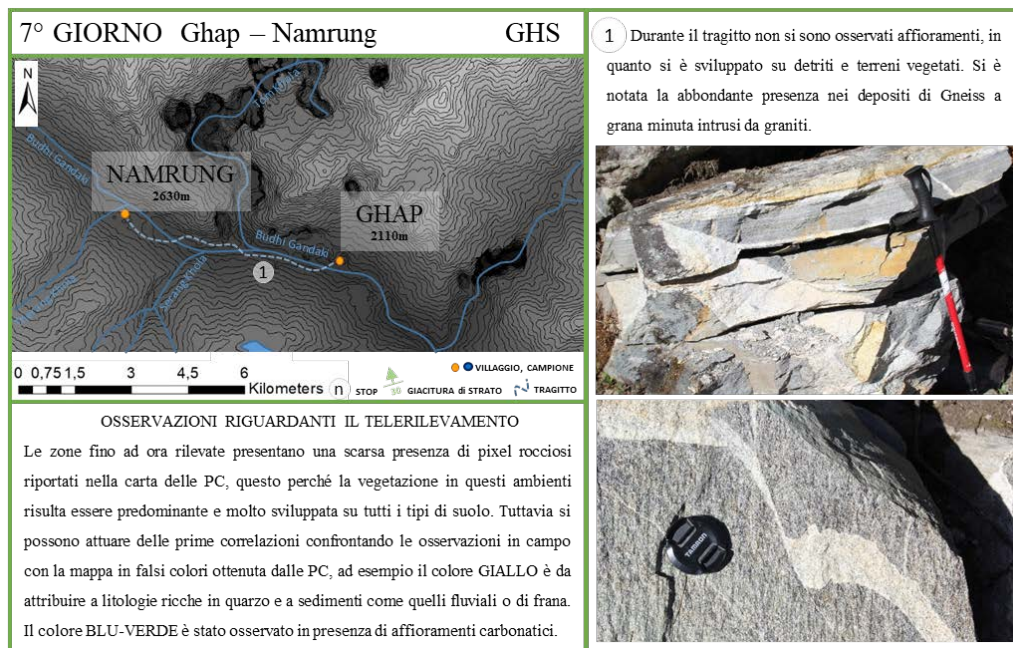


Fig. 3.7 Sintesi della settimana giornata.

3.1.4 South Tibetan Detachment System (STDS)

Il STDS e il suo movimento sincrono con l'MCT limitano il modello di esumazione della GHS. Infatti l'estrusione duttile di un cuneo, di una lamina e il modello del "channel flow" sono tra i modelli più apprezzati per spiegare queste caratteristiche osservabili in terreno lungo tutta la catena (Pêcher & Fort, 2011). Il STDS rappresenta la separazione tra le rocce (a letto) di medio-alto grado metamorfico della GHS, con i soprastanti sedimenti o rocce di basso grado metamorfico della TSS. Il STDS si presenta come un sistema di faglie normali racchiusi all'interno di una zona a complessa storia tettonica dove si alternano faglie con movimenti alternati top to nord e top to sud (Hodges et al., 1996; Carosi et al., 1998; Searle et al., 2003). Nell'area del Manaslù qui studiata il STDS non appare molto evidente, sono presenti molti indizi del movimento (indicatori cinematici **Fig. 3.8 – STOP-2,3**) ma non si è riscontrata una vera e propria fascia milonitizzata che localizzi la maggior parte della deformazione. Viene da pensare quindi che in questa area il STDS consista di una zona di deformazione spessa circa 4000m (Searle & Godin, 2003) con più fasce milonitiche (**Fig. 3.8 – STOP-2; Fig. 3.11 – STOP-3**) di modeste dimensioni che hanno agito a predominante cinematica distensiva top to Nord sia all'interno delle litologie della GHS che dell'unità del TSS. In letteratura,

nelle aree limitrofe al massiccio del Manaslu vengono definite 3 zone di Detachment allineate (Anapurna, Deurali e Chame) le quali costituiscono la prosecuzione del STDS verso ovest. Nella Zona del Manaslu dove la zona a carattere estensivo è molto ampia (Parson et al., 2014).

3.1.5 Tibetan Sedimentary Sequence

Rappresentano le unità poste sopra la GHS messe in contatto dal STDS. Sono descritte in letteratura come una serie di sedimenti di origine marina e terrigena depositi all'interno dell'Oceano della Tetide, si presentano intensamente piegati, e con una variabilità litologica laterale. Rappresentano le litologie che si presentano alle quote più elevate ed hanno una prevalente componente carbonatica, con un metamorfismo di basso grado (Dhital, 2015). All'interno della valle del Budi Gandaki le litologie della TSS si riscontrano per la prima volta dopo il villaggio di Lihi (giorno 8) dove si osservano degli affioramenti di marmi e calcari impuri con intrusioni granitiche sui quali si imposta una deformazione intensa legata alla zona di STDS (**Fig. 3.8 – STOP-2,3,4**). In questa zona il segnale ottenuto dalla visualizzazione in falsi colori delle PC discrimina bene la presenza di litologie calcaree. La litologia appena descritta viene inserita in letteratura all'interno della Annapurna Yellow Formation che comprende calcari e quarziti debolmente metamorfosate (Coleman, 1996; Hodges et al., 1996). Nei successivi affioramenti si rinvenivano sempre marmi impuri e marne metamorfosate meno deformati (**Fig. 3.8 – STOP-4**) ritenuti appartenenti alla Nilgiri Formation (Pêcher & Fort, 2011). Entrambe le due Formazioni sono di età Cambro-Ordoviciane. Risalendo la valle gli affioramenti appartenenti a queste due Formazioni si osservano in diverse zone (**Fig. 3.10 – STOP-1; Fig. 3.11 – STOP3; Fig. 3.11bis – STOP4**) e i segnali ottenuti dalla visualizzazione in falsi colori delle PC assegnano a queste litologie dei toni tendenzialmente verdi-blu. Lungo il tragitto, salendo di quota, è consentita sempre più l'osservazione delle vette più alte, ciò permette di formulare ipotesi sul come le unità si localizzino lungo i versanti (**Fig. 3.9 – STOP-2; Fig. 3.10 – STOP-2; Fig. 3.11b – STOP-1**). Dopo il villaggio di Sama (12° giorno) ci si imbatte in sedimenti calcarei di colore scuro contenenti mineralizzazioni a solfuri (**Fig. 3.12 – STOP-2**). Superato il villaggio di Samdo (ultimo villaggio prima del passo Larkya) si

incontrano affioramenti di vulcaniti con alterazione cloritica (**Fig. 3.13 – STOP-1**) e affioramenti di peliti con livelli quarzosi (**Fig. 3.13 – STOP-3,4**). La visualizzazione in falsi colori delle PC per queste litologie dà un risultato abbastanza disomogeneo con tonalità varianti da lilla-blu-verde. Questa unità è interessata da una piega a grande scala (kilometrica) che rappresenta la prolungazione della piega dell'Annapurna presente più a ovest. Questa struttura mostra una vergenza verso Nord, situata sul Naike Peak, ed è stata interpretata come un collasso gravitativo legato al STDS o come una struttura pre-STDS legata ad una falda nord vergente eo-Himalayana che ricorda quella di Shikar Beh (Colchen et al., 1987; Mascle et al., 2010).



Fig. 3.8 Sintesi dell'ottava giornata.

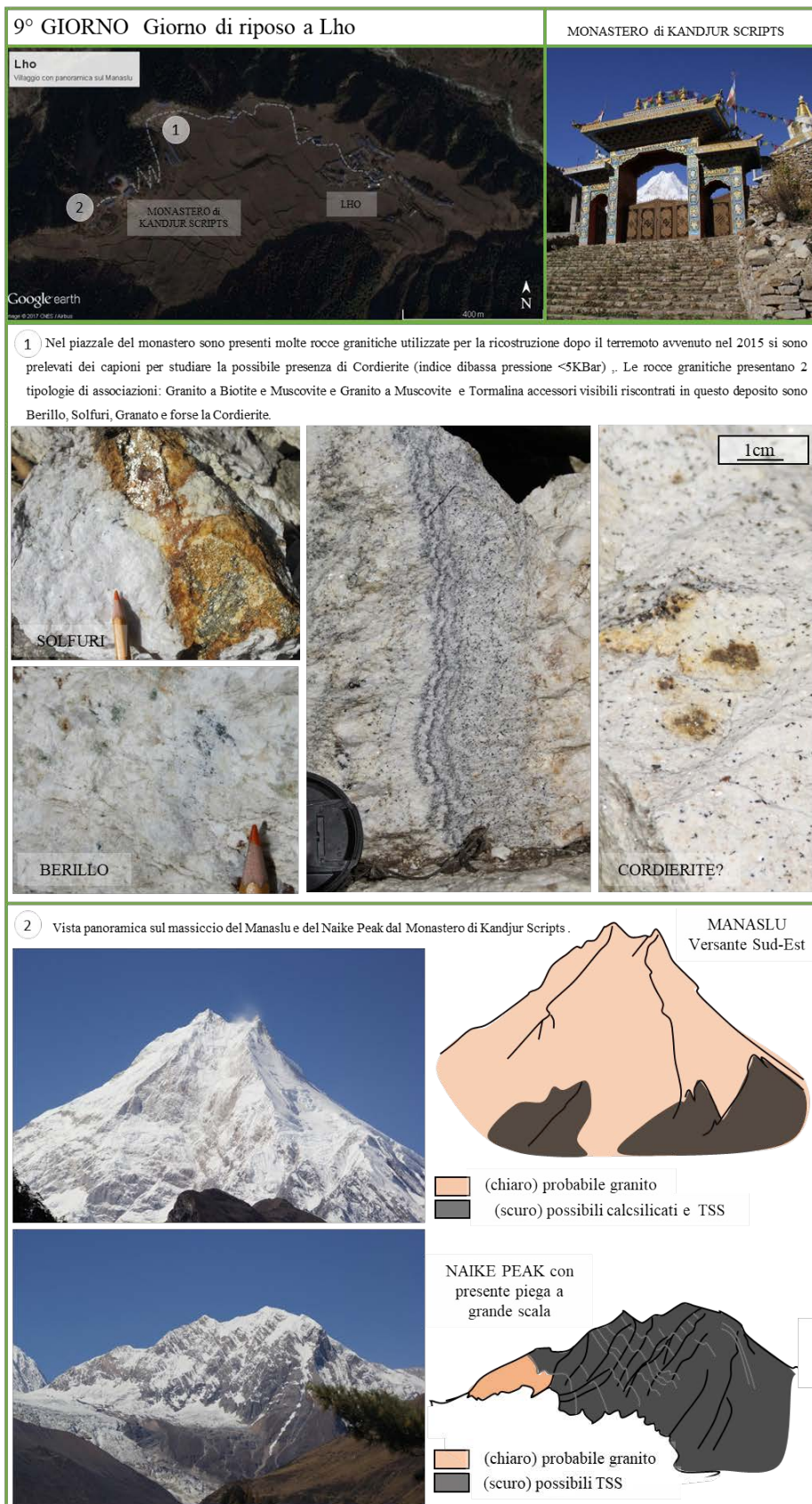


Fig. 3.9 Sintesi della nona giornata.

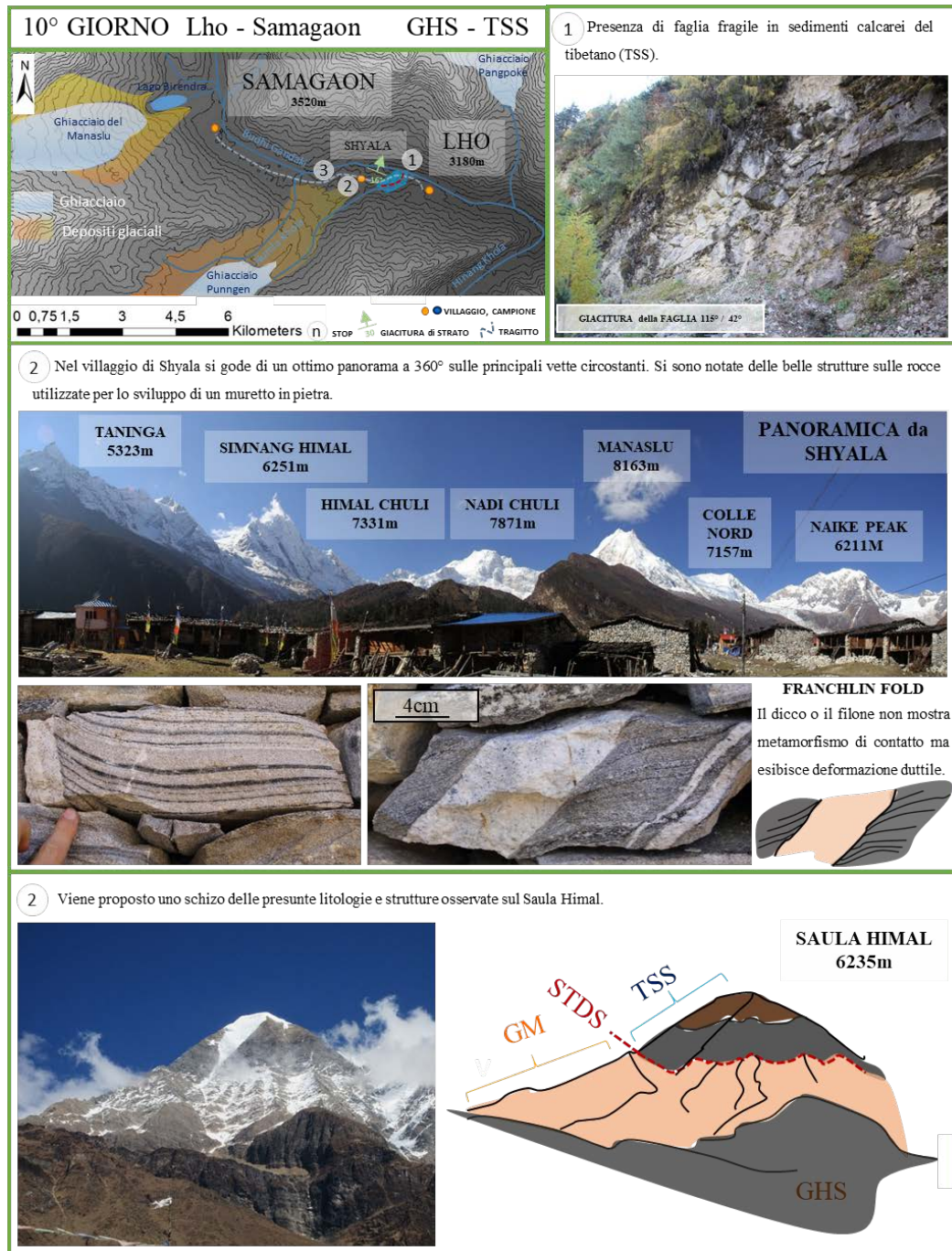


Fig. 3.10 Sintesi della decima giornata.

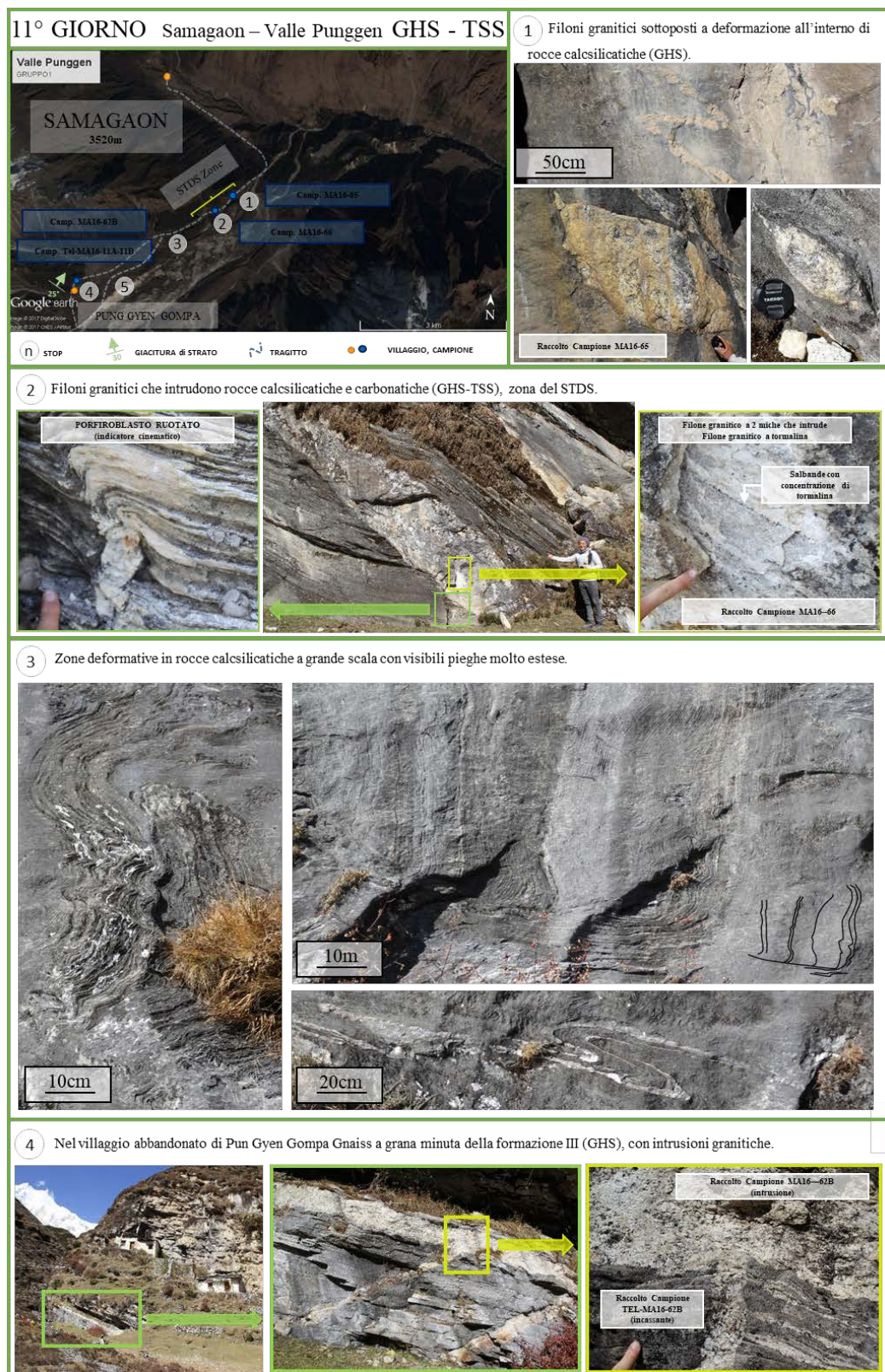


Fig. 3.11 Sintesi dell'undicesima giornata.



Fig. 3.11bis Sintesi dell'undicesima giornata (bis) (Appunti e foto di Giulia Tartaglia).

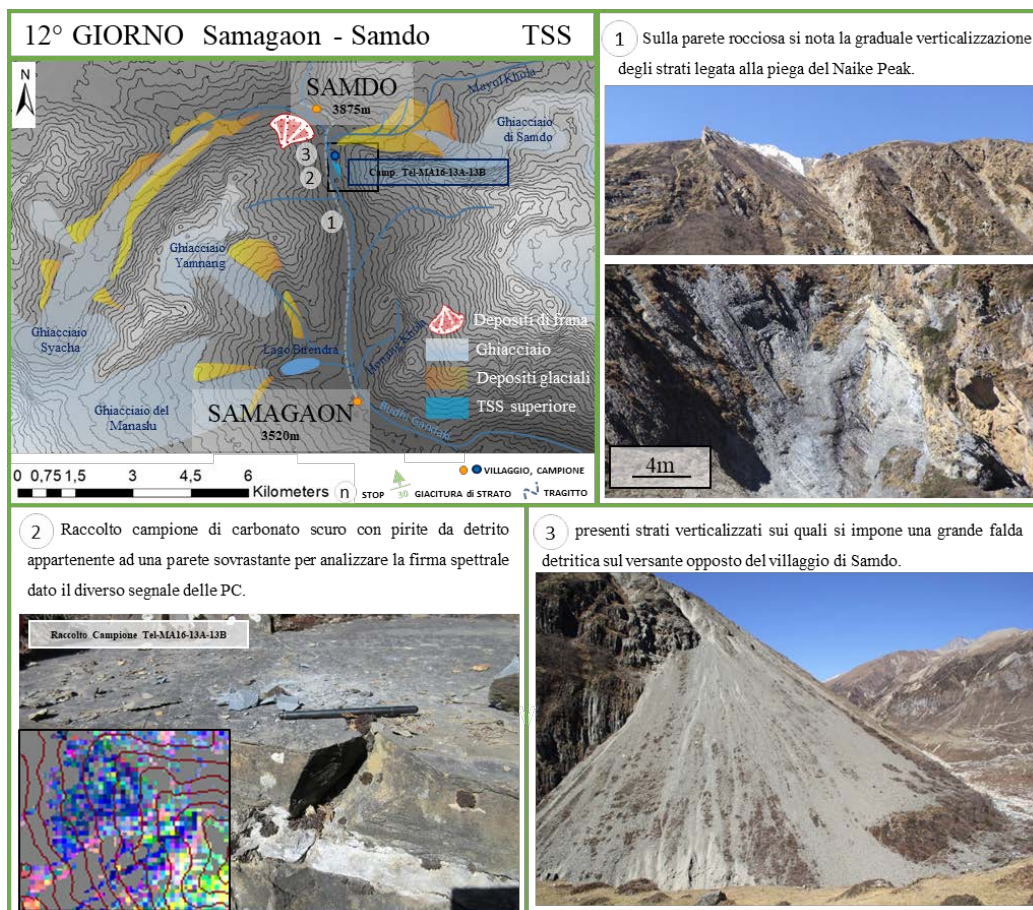


Fig. 3.12 Sintesi della dodicesima giornata.

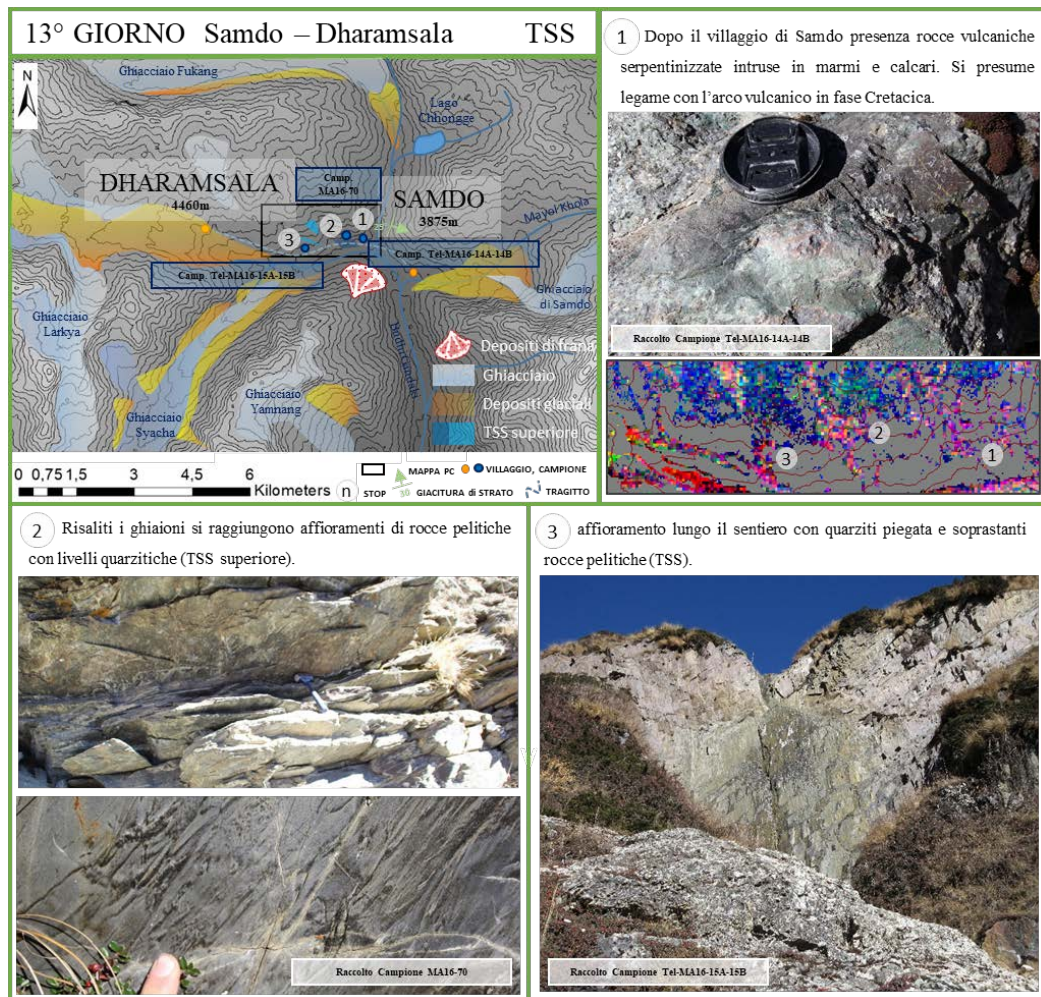


Fig. 3.13 Sintesi della tredicesima giornata.

3.1.6 *Manaslu leucogranites (GM)*

Il Granito del Manaslu fa parte dei leucograniti alto Himalayani. In letteratura questo granito è stato oggetto di molti studi sia di terreno che di laboratorio (per esempio Le Fort, 1981; Guillot & Le Fort, 1995; Annen et al., 2006; Harrison et al., 1999). Si tratta di un plutone miocenico multipulse, eterogeneo sia dal punto di vista litologico che geochimico, la cui presa di posizione è relativa a in due pulsanti distinti. Il primo “Fase Larkhya”, datato 22.9 ± 0.6 Ma, è generato dalla fusione legata alla deidratazione di muscovite (vapor-absent muscovite dehydration melting) della GHS. Il secondo pulso di magma “Fase Bimitang”, datato 19.3 ± 0.3 Ma, è anch’esso legato alla anatessi delle rocce della GHS ma a temperature più elevate del precedente. Entrambi i pulsanti sono formati da graniti a due miche, graniti a tormalina e graniti a due miche e tormalina. Le età ottenute dei graniti del Manaslu sono molto importanti in quanto possono essere utilizzate per dare un’età anche alla fase di attivazione del STDS, la quale sembrerebbe essere sincrona al MCT (Le Fort & Guillot 2011). Lungo il nostro percorso il granito del Manaslu è stato osservato come intrusioni all’interno delle rocce della GHS (**Fig. 3.6 – STOP-5; Fig. 3.7 – STOP-1; Fig. 3.8 – STOP-2; Fig. 3.11 – STOP-1,2,4**), in contatto tettonico con porzioni del TSS (**3.14 – STOP 2**) riconosciuto da osservazioni a distanza (**Fig. 3.9 – STOP-2; Fig. 3.10 – STOP-3; Fig. 3.11bis – STOP-1; Fig. 3.14 – STOP-2**) e come detrito (**Fig. 3.9 – STOP-1; Fig. 3.10 – STOP-2; Fig. 3.14 – STOP-1**).

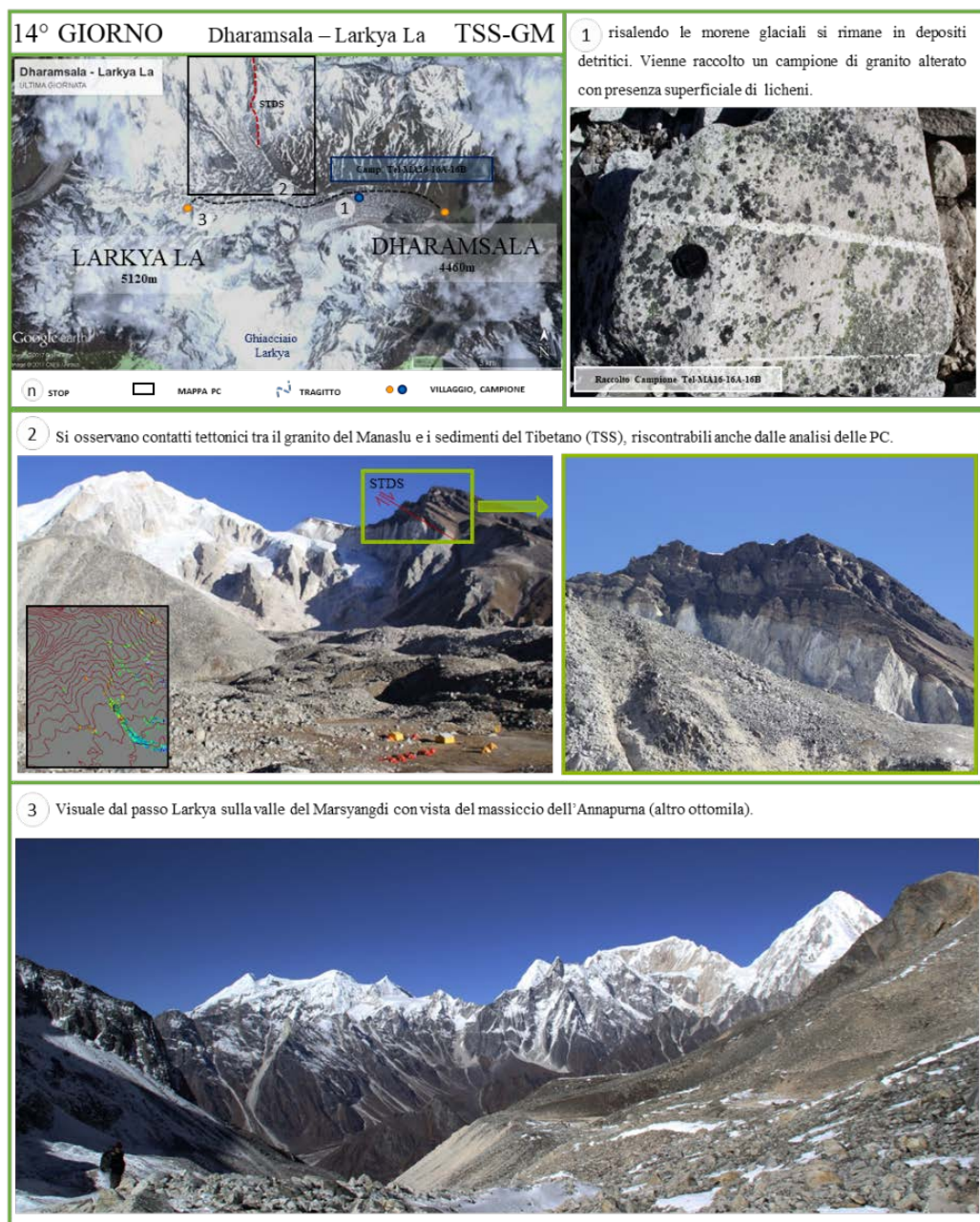


Fig. 3.14 Sintesi della quattordicesima giornata.

3. Analisi di laboratorio Post-rilievo di terreno

In seguito vengono riportate le analisi svolte sui campioni prelevati in Himalaya. Le due diverse tipologie di analisi utilizzate hanno permesso di ricavare informazioni composizionali (analisi al microscopio ottico) e dati spettrali (analisi spettrofotometrica), in modo da ottenere la maggior quantità di informazioni utili per la realizzazione della carta geologica finale.

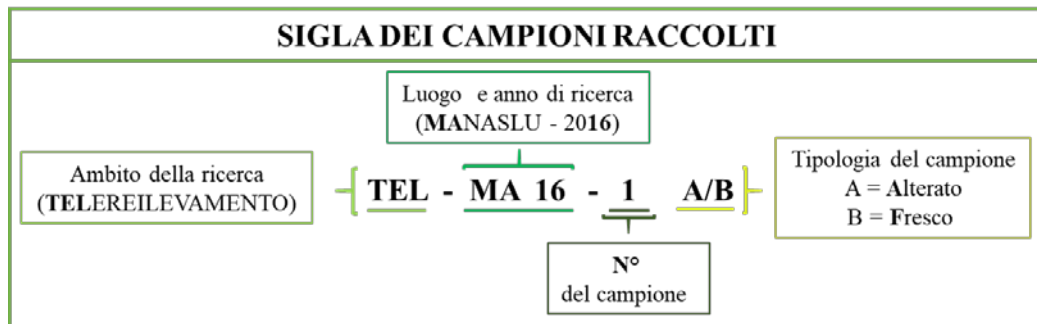
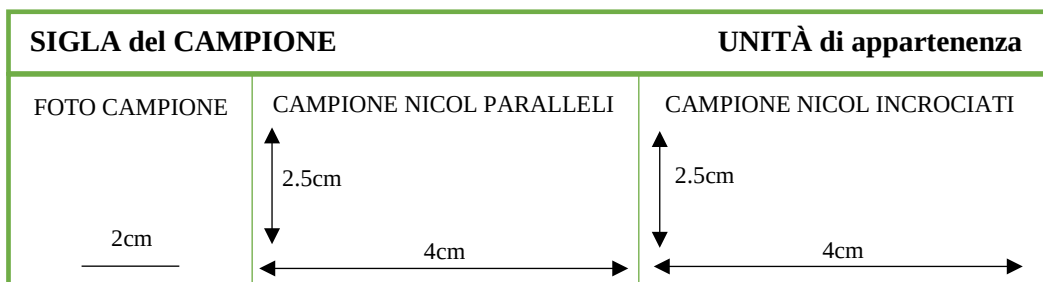


Fig. 4.1 In figura viene illustrato il significato delle sigle dei campioni raccolti in Himalaya.

4.1 Analisi Petrografiche dei campioni con microscopio ottico

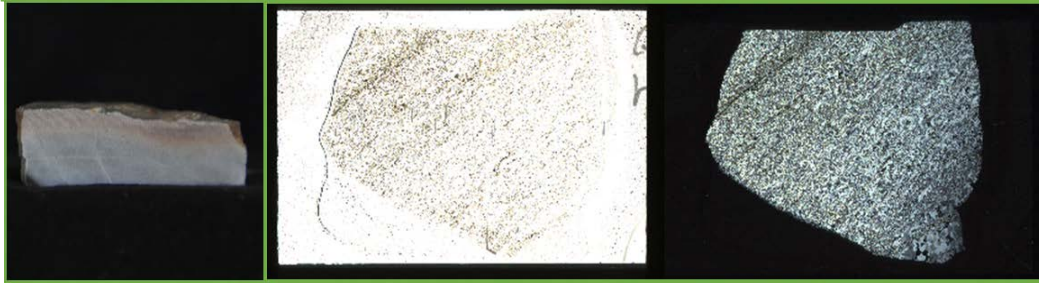
Vengono riportate in seguito le analisi petrografiche svolte al microscopio ottico, con descritti i minerali principali ed eventuali minerali accessori, e dove possibile una descrizione dei processi subiti dalla roccia.

SCHEMA di ANALISI del CAMPIONE



NOME della ROCCIA

- TESSITURA E STRUTTURA:
- MINERALI PRINCIPALI:
- MINERALI ACCESSORI:
- INTERPRETAZIONI:



QUARZITI GNEISSICO BIOTITICHE

- **TESSITURA e STRUTTURA:**

il campione di roccia presenta una scistosità piano parallela con alternanza di livelli a grana più grossa (millimetrica) principalmente quarzitici e livelli a grana più fine (sub-millimetrica) principalmente a quarzo, Feldspato e biotite con bande fillosilicatiche.

- **MINERALI PRINCIPALI:**

-QUARZO: presente sia nei livelli a grana grossa che in quelli a grana più minuta presenta estinzione ondulata (testimone della deformazione subita). I cristalli posseggono una forma interlobata e anedrale con estinzione a settori.

-PLAGIOCLASIO: presenta abito tabulare, con forma anedrale, incolore e riconoscibile attraverso la linea di Beke (metodo basato sulla differenza di indice di rifrazione tra due minerali in contatto), sempre attraverso questa metodologia è possibile dedurre la composizione albitica.

-BIOTITE: la si trova allineata lungo la scistosità in posizione intergranulare, presenta spiccato pleocroismo sul marrone chiaro ed è possibile osservare la sua crescita sincrona con quella della clorite.

- **MINERALI ACCESSORI:**

-TORMALINA: minerale accessorio più abbondante, evidente per il suo spiccato pleocroismo su tonalità di grigio, la si trova disseminata all'interno della sezione e presenta una estinzione retta.

-CLORITE: fillosilicato accessorio riconoscibile per lo spiccato pleocroismo su tonalità del verde, riconoscibile a nicol incrociati per i suoi elevati colori di interferenza.

-SERICITE: frequente fase di alterazione, la si osserva sotto forma di patina che ricopre il plagioclasio albitico (la sua presenza può indicare un passato arricchimento in Anortite).

-APATITE: riconoscibile in quanto sempre estinta a nicol incrociati (colori grigi), si presenta invece incolore, dal rilievo elevato e con alterazione assente a nicol paralleli.

-OSSIDI: possibile presenza di ilmenite dato l'abito allungato dell'ossido e il suo accrescimento con la biotite.

-EMATITE: ossido riconoscibile dalla tipica colorazione rossastra riscontrabile nei bordi del cristallo a nicol paralleli

- **INTERPRETAZIONE:**

Il quarzo nella roccia presenta i limiti cristallini interlobati tipico fabric legato alla ricristallizzazione dinamica. La tessitura a bande è testimone della deformazione subita dalla roccia e in particolare è possibile apprezzare il fenomeno dello shear-partitioning, (fenomeno apprezzabile anche a scala di affioramento) processo che vede la ripartizione della deformazione nei letti a minor resistenza meccanica, che sono anche quelli più ricchi in miche.

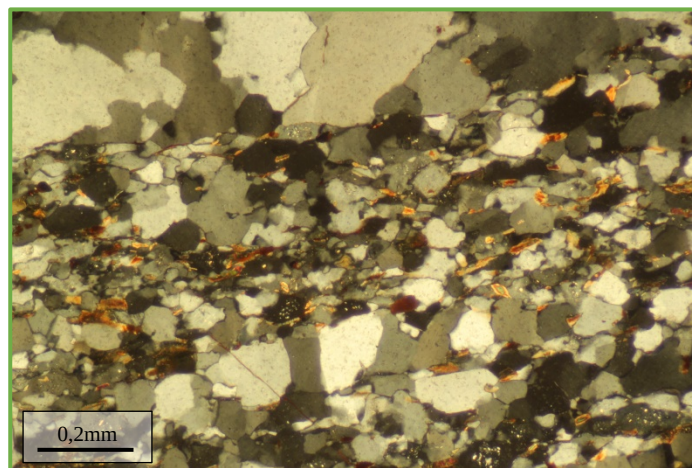


Fig. 4.2 focus sulla struttura legata a shear partitioning del campione TEL-MA16-1B



LEUCOGRANITO PEGMATITICO a MUSCOVITE

- **TESSITURA E STRUTTURA:**
il campione presenta a tessitura massiccia con minerali molto sviluppati di granulometria variabile da fine a medio grossa (con dimensioni che vanno da 0,8-1mm fino a 5-8mm) con evidenze di deformazione legata al metamorfismo subito.
- **MINERALI PRINCIPALI:**
 - QUARZO: si presenta con struttura interlobata, estinzione ondulata, ed a settori e presenza di subgrain, come deformazione metamorfica.
 - MUSCOVITE: molto abbondante (20%) e con cristalli di grandi dimensioni (pluri-millimetrica) è possibile intuire la presenza di deformazione metamorfica osservando l'estinzione ad onda subita dalla Muscovite.
 - PLAGIOCLASIO: si presenta in liste subedrali ad abito tabulare, con geminazione Albite e Albite-Carlsbad e di composizione albitica. La sua composizione è stata stimata tramite l'utilizzo della linea di Becke. I cristalli di plagioclasio presentano la tipica alterazione sericitica che caratterizza le composizioni albitiche.
- **MINERALI ACESSORI:**
 - APATITE: in granuli quadrangolari incolore, si presenta con rilievo medio, sfaldatura assente e colori di interferenza grigi.
 - SERICITE disposta come patina d'alterazione dei Plagioclasii



MARMO IMPURO a BIOTITE

- **STRUTTURA e TESSITURA:**

Il campione si presenta diviso in 2 parti con differenti associazioni mineralogiche: la prima a grana minuta (sull'ordine dei 0,025mm), con calcite, quarzo e biotite la seconda, grana maggiore (0,5mm), con calcite e biotite di. A contatto tra le due litologie si osserva un sottile livello con aggregati di Clinopirosseno.

- **MINERALI PRINCIPALI:**

-CALCITE: presente sia a grana fine che in cristalli relitti di maggiore dimensione. Riconoscibile per gli alti colori di interferenza, le tracce di sfaldatura a romboedro ed il tipico rilievo variabile.

-BIOTITE: si presenta con lamine rettangolari, sfaldatura ottima e colore molto chiaro, che suggerisce una composizione flogopitica.

-QUARZO: si presenta in grani anedrali e incolore con una estinzione ondulata disseminati concentrato solamente in una delle due associazioni.

-PLAGIOCLASIO: è presente solamente associato quarzo e biotite, ed è presente in cristalli piccoli e molto alterati (sericitizzati).

-CLINOPIROSSENO: in aggregati scuri riconoscibile per l'elevato rilievo, e per colori di interferenza grigi nelle sezioni con doppio sistema di sfaldature a 90°.

- **MINERALI ACESSORI:**

-TORMALINA: in cristalli submillimetrici disseminati all'interno della sezione, sempre caratterizzati da un marcato pleocroismo sui toni dell'azzurro-blu.

- **INTERPRETAZIONE:**

I sedimenti carbonatici dai quali questa roccia si è generata contenevano apprezzabili quantità di quarzo e minerali di ferro. Il grado metamorfico di questa roccia è congruente con la sua appartenenza alla LHS.

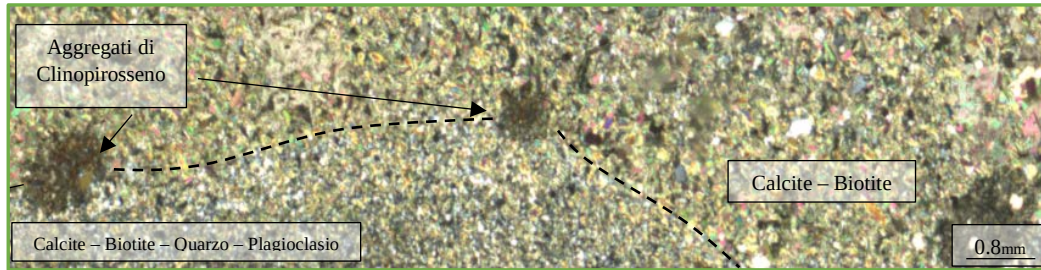


Fig. 4.3 focus sulla struttura e composizione del campione TEL-MA16-3B



MICASCISTI QUARZOSI a BIOTITE, MUSCOVITE e GRANATO

- **STRUTTURA E TESSITURA:**

il campione presenta una struttura granolepidoblastica con scistosità piano parallela.

- **MINERALI PRINCIPALI:**

-QUARZO: È presente in grani anedrali incolori ad estinzione ondulata. Forma livelli alternati con grana da minuta (0,1mm) a grossolana (0,5mm), spesso intercalati da livelli micacei.

-BIOTITE e MUSCOVITE: presenti in lamine che presentano crescita isorientata e sincinemica che va a formare livelli lepidoblastici disposti parallelamente alla scistosità (S₂). Le lamine sono inoltre orientate a 45° dalla scistosità ad indicare lo svilupparsi di una struttura di deformazione “S-C”.

-GRANATI: si trovano come granuli a contorno irregolare, pecilitici al punto di apparire scheletrici; sono caratterizzati dall’alto rilievo, sviluppata fratturazione e dal colore rosa pallido tipico delle composizioni ricche in alluminio (Almandino). I minerali inclusi sono gli stessi costituenti della massa di fondo, quali il quarzo la muscovite e la biotite. Si tratta di porfiroblasti contenenti una “S” interna (S₁) discordante con la scistosità della roccia. Attorno ad essi si trovano frequentemente ombre di pressione nelle quali trovano posto quarzo e miche orientate trasversalmente alla scistosità.

- **MINERALI ACCESSORI:**

-MINERALI OPACHI plaghe anedrali completamente opache allineati lungo la scistosità (S₂)

- **INTERPRETAZIONE:**

la roccia analizzata presenta molte strutture indicanti deformazione di taglio, in particolare la struttura “S-C” sviluppata dalle miche è testimone dell’ultima fase di deformazione legata all’esumazione della GHS (S2). Un'altra struttura presente all'interno dei granati indica una vecchia fase deformativa (S1) sulla quale si è imposta quella più recente relativa alla S2.

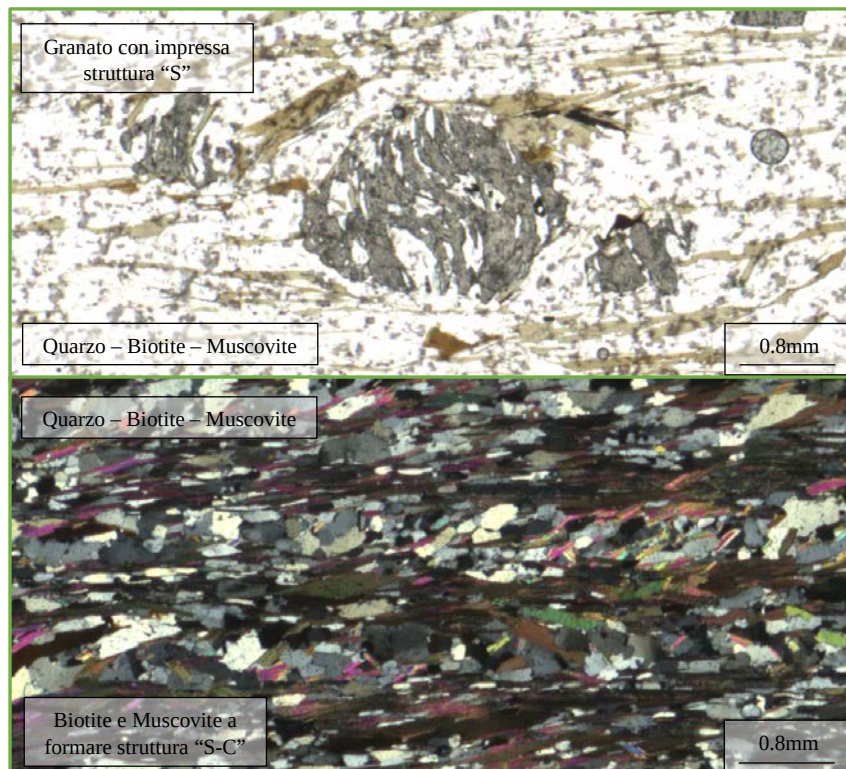


Fig. 4.4 In figura è riportata in alto la struttura ad “S” rimasta impressa nel granato testimone di una fase S1. In basso viene riportato il fabric “S-C” riferibile alla fase di esumazione S2 riferiti al campione TEL-MA16-4B.



GNEISS a 2MICHE GRANATO e SILLIMANITE

- **STRUTTURA E TESSITURA:**

La roccia presenta una scistosità piano parallela ed è caratterizzata da una alternanza di livelli granoblastici e livelli lepidoblastici. La roccia è inoltre attraversata da vene a quarzo e biotite.

- **MINERALI PRINCIPALI:**

-QUARZO: si presenta in grani incolori con estinzione ondulata a settori e con contorni interlobati.

-BIOTITE: in lamine rettangolari con ottima sfaldature e marcato pleocroismo dal marrone al giallo. Essa si presenta orientata a formare la scistosità (S₂). Nelle vene submillimetriche dove presenta un pleocroismo diverso (da giallo-verde a giallo).

-MUSCOVITE: va a sostituire con piccole lamelle la sillimanite, è allineata lungo la scistosità principale e presenta elevati colori di interferenza.

-PLAGIOCLASIO: si presenta in liste tabulari subedrali aventi geminate albite e debole alterazione sericitica.

-SILLIMANITE presente sottoforma di cristalli più sviluppati (submillimetrici) con abito prismatico, incolore, rilievo alto, sfaldatura perfetta e fratturazione trasversale e allineata con le miche secondo la scistosità. Essa è tipicamente aghiforme.

-GRANATI: di forma variamente rotondeggiante, molto fratturati, dal rilievo elevato sui quali accrescono biotite e clorite.

- MINERALI ACCESSORI:

-MONAZITE: riconoscibile per il rilievo elevato, l'ottima sfaldatura, l'alone pleocroico e gli elevati colori di interferenza.

-APATITI: riconoscibile in quanto sempre estinta a nicol incrociati (colori grigi), si presenta invece incolore, dal rilievo elevato e con alterazione assente a nicol paralleli.

-MINERALI OPACHI: sempre estinti e di forma da anedrale a subedrale.

- INTERPRETAZIONE:

Questa roccia presenta la sillimanite polimorfo di alta temperatura dei silicati ricchi in alluminio, che testimonia l'alto grado metamorfico raggiunto dalle rocce del GHS. È inoltre possibile osservare processi retrogradi che portano alla trasformazione i minerali di più alta pressione (sillimanite e granati).

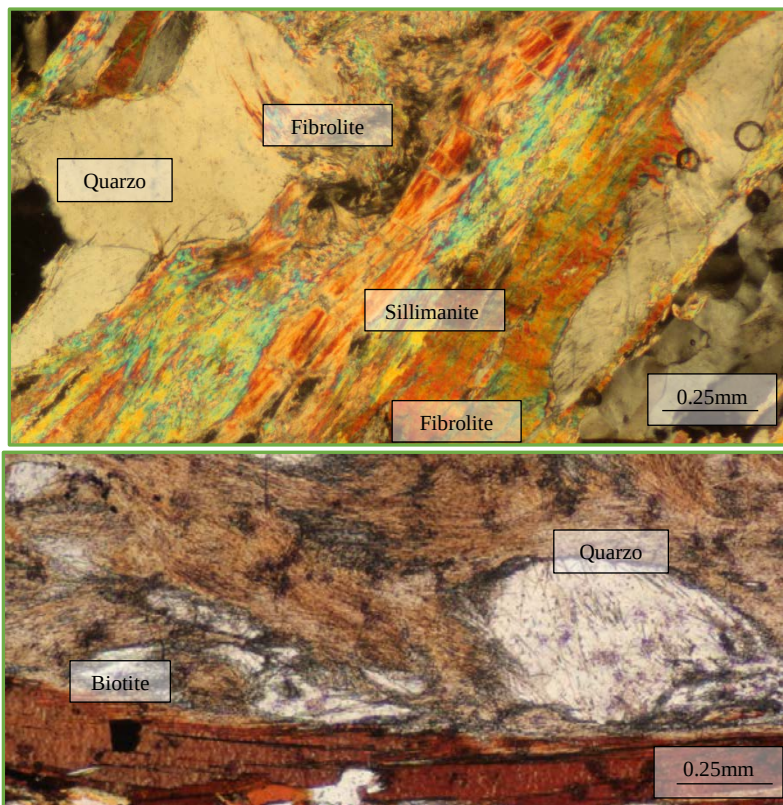
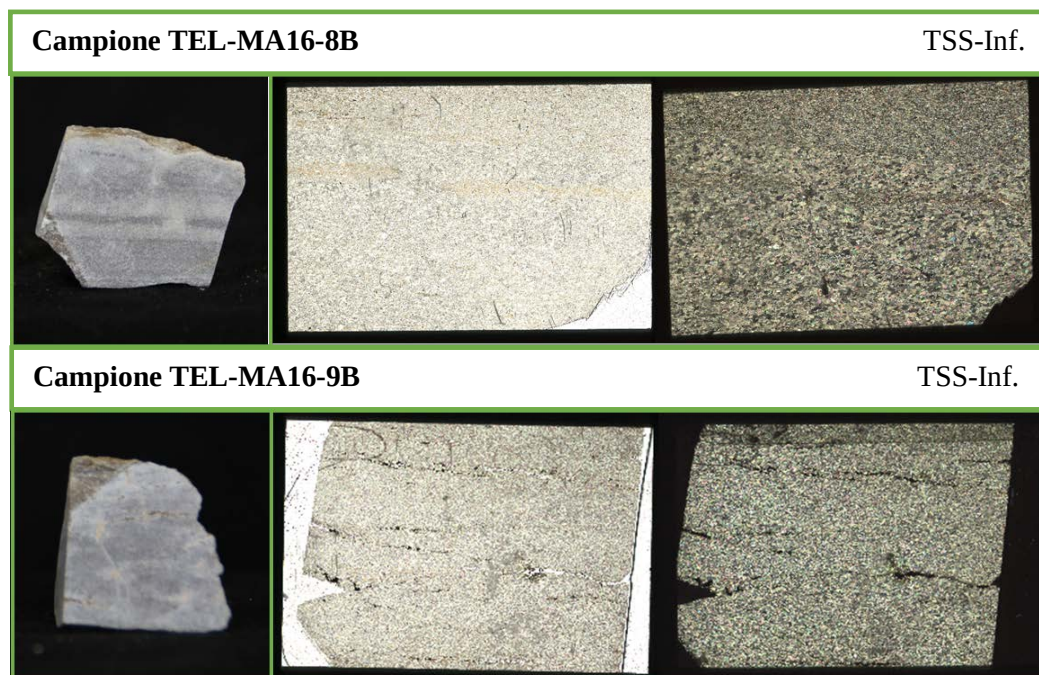


Fig. 4.5 Particolare sulla trasformazione da sillimanite a fibrolite (sopra) e focus sulla fibrolite presente nel campione TEL-MA16-6B.



MARMO IMPURO a QUARZO e MICHE

- **STRUTTURA e TESSITURA:**
la roccia possiede grana fine, è essenzialmente granoblastica e presenta una anisotropia planare tagliata da piccole fratture contenenti minerali ricristallizzati.
- **MINERALI PRINCIPALI:**
 - CALCITE: si presenta con abito anedrale e con alternanza di cristalli più minuti (0,05mm) e cristalli più sviluppati (0,5mm). I cristalli mostrano evidenti tracce di sfaldatura secondo romboedro ed il tipico rilievo variabile e elevati colori di interferenza.
 - QUARZO: in piccoli grani disseminati nella massa carbonatica caratterizzato dal trovarsi in forma rotondeggiante e in piccole dimensioni (sempre sub-millimetriche).
 - BIOTITE: in lamelle disseminate nella massa carbonatica o in rari casi concertata in livelli dove potrebbe indicare zone di shear.
 - MUSCOVITE: concentrata in zona di fratturazione con sottili lamine incolori e allungate che esibiscono degli elevati colori di interferenza.
- **MINERALI ACCESSORI:**
 - MINERALI OPACHI: sempre estinti e di forma anedrale.

- **INTERPRETAZIONE:**

la roccia mostra di aver subito un metamorfismo di grado inferiore a quello delle rocce del GSH.

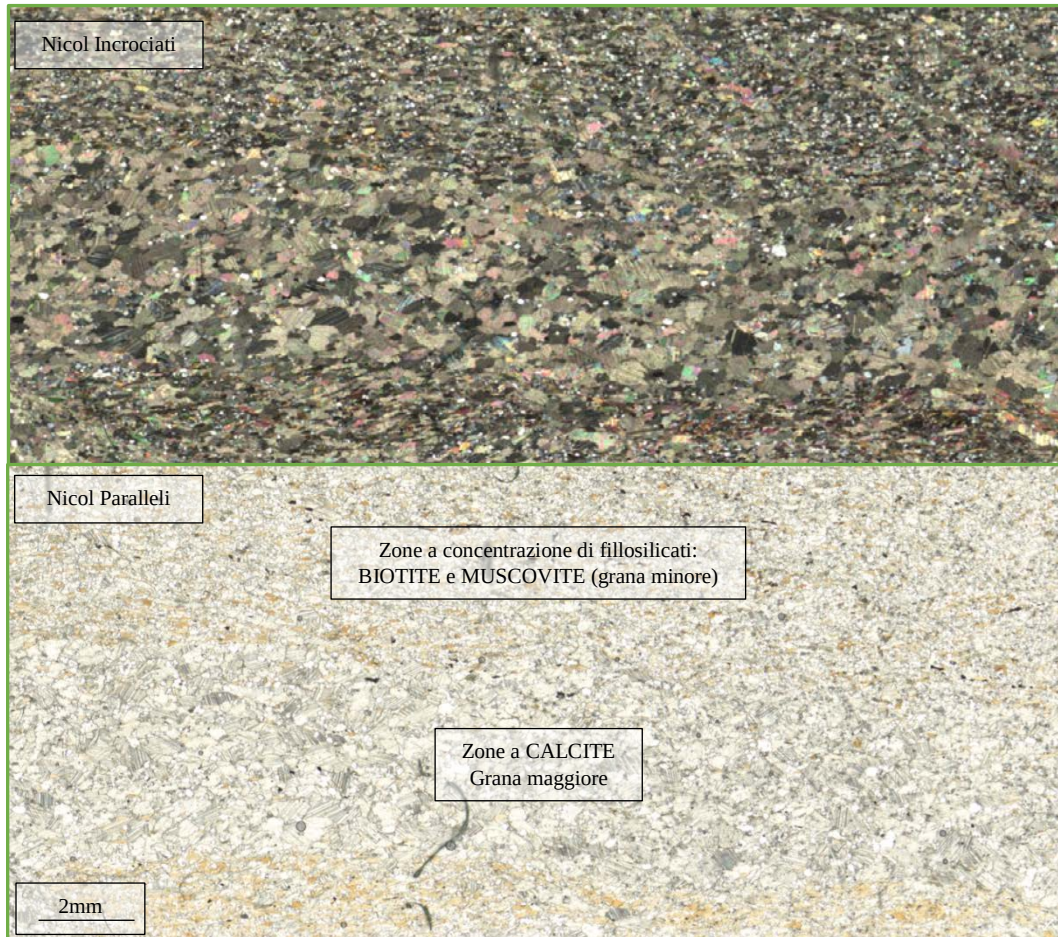


Fig. 4.6 Alternanza dei livelli a biotite muscovite e calcite con quelli a calcite



GNEISS a GRANA MINUTA BIOTITICO-ANFIBOLICO

- **STRUTTURA e TESSITURA:**

la roccia presenta una scistosità piano-parallela con alternanza di livelli granonematoblastici (quarzo, plagioclasio, anfibolo e clorite) e granolepidoblastici (quarzo, plagioclasio e biotite).

- **MINERALI PRINCIPALI:**

-QUARZO: i cristalli di quarzo si presentano sia a grana minuta (0,05-0,1mm) nei livelli granolepidoblastici mentre con granuli a grana maggiore (0,5-1,5mm) nei livelli granonematoblastici. I granuli di quarzo si presentano anedrali e sempre a estinzione ondulata (testimone di processi metamorfici) e con forma anedrale.

-PLAGIOCLASIO: in cristalli dall'abito tabulare, esibisce geminazione Albite e Albite-Carlsbad e sulla superficie presenta un'alterazione sericitica.

-BIOTITE: in lamine rettangolari si riscontra principalmente in determinati livelli dove la sua abbondanza è molto evidente. La biotite è riconoscibile per il suo pleocroismo dal marroncino a giallo e la si osserva allineata con la scistosità S₂, dove a tratti però assume una posizione trasversale delineando un fabric "S-C".

-ONEBLENDA VERDE: presenta abito prismatico con sezioni basali a losanga dov'è riconoscibile il doppio sistema di tracce di sfaldatura che formano angoli a circa 124°, possiede una colorazione verde con colori di interferenza del secondo ordine. La si trova esclusivamente nei livelli nematoblastici.

-CLORITE: si presenta in cristalli rettangolari tabulare con pleocroismo su tonalità del verde. Questo fillosilicato è associato alla presenza dell'orneblenda ed è quindi osservabile nei livelli nematoblastici.

- MINERALI ACESSORI:
- -SERICITE la si vede molto concentrata come alterazione dei Plagioclasti

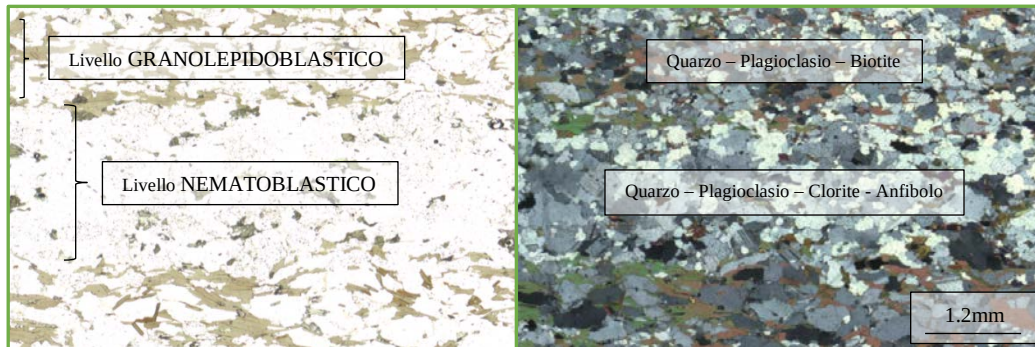


Fig. 4.7 Alternanza di livelli Nematoblastici e Granaolepidoblastici nel campione TEL-MA16-11B.



CALCARE GRIGIO SCURO a SOLFURI

- **STRUTTURA e TESSITURA:** La roccia presenta una stratificazione piano parallela, con all'interno bioclasti non orientati.
- **MINERALI PRINCIPALI:**
 - CALCITE:** riconoscibile per i suoi elevati colori di interferenza, rilievo variabile e tracce di sfaldatura a romboedro. Si presenta di taglia uniforme (submillimetrica) in tutta la sezione con presenti isolati cristalli di taglia millimetrica, legati alla ricristallizzazione in sostituzione ai solfuri.
 - QUARZO:** caratterizzato dal trovarsi disseminato nella massa carbonatica e in piccole dimensioni (sempre sub-millimetriche) tendenzialmente di forma circolare e ben abbondante.
 - FILLOSILICATI:** Le rare lamelle di muscovite e voitite sono allineate lungo le superfici di stratificazione.
- **MINERALI ACESSORI:**
 - SOLFURI:** opachi di forma quadrata ai bordi dei quali si ricristallizzano calcite e quarzo.
 - MINERALI OPACHI:** la roccia presenta una grande quantità di minerali opachi anedrali concentrati nella matrice fine.
- **INTERPRETAZIONE:**

la presenza di bioclasti indica che la roccia non ha subito metamorfismo, come conseguenza i fillosilicati descritti sono da considerare clasti.

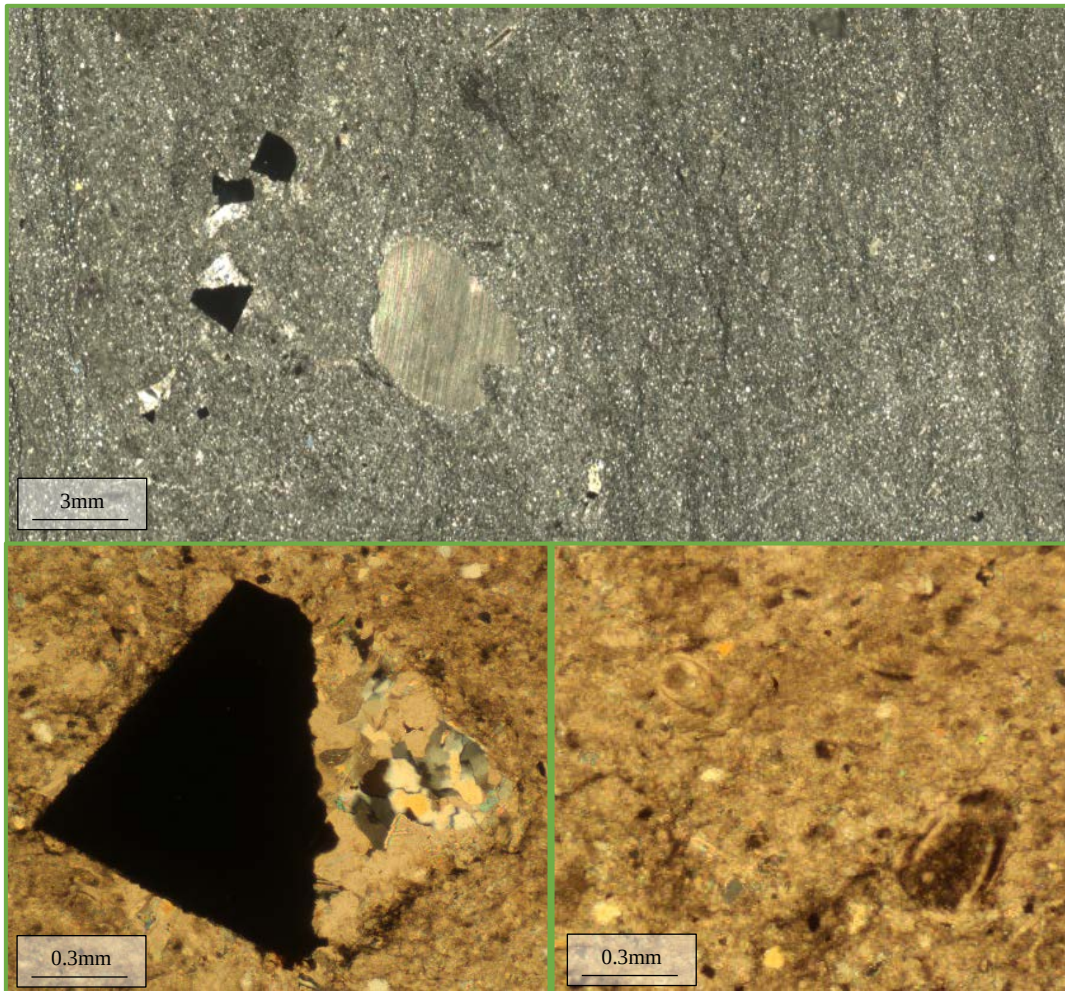


Fig. 4.8 solfuri sostituiti da ricristallizzazione di calcite e quarzo (in sinistra) presenza di bioclasti (in destra).



PELITE CARBONATICA MILONITICA

- **STRUTTURA e TESSITURA:** La roccia presenta una fitta alternanza di livelli grigio scuri a grana finissima alternata a livelli millimetrici a grana più grossa e di colore chiaro budinati. I due livelli sono rispettivamente composti da calcite, quarzo, biotite, clorite, muscovite e carbonati (livelli a grana maggiore) i livelli submillimetrici invece sono principalmente costituita da calcite, quarzo e opachi.
- **MINERALI PRINCIPALI:**
 - CALCITE:** è la fase preponderante, è riconoscibile per gli alti colori di interferenza ed è presente nei livelli fini (milonitici) dove acquisisce dimensioni submillimetriche e nei livelli a grana più grossa raggiunge dimensioni massime di 0,5mm.
 - QUARZO:** molto abbondante nei livelli a grana più grossa con forma spigolosa, può trovarsi sottoforma di aggregati rotondeggianti (max 2mm) a estinzione ondulata nei livelli milonitici.
 - BIOTITE:** in piccole lamelle con pleocroismo su tonalità del marrone, è presente per lo più nei livelli a grana più grossa.
 - MUSCOVITE:** in piccole lamelle incolori con elevati colori di interferenza, la si trova disseminata nei livelli a grana più grossa.
 - CLORITE** fillosilicato molto scarso presente nei livelli a grana più grossa
- **MINERALI ACESSORI:**
 - MINERALI OPACHI:** molto abbondanti.

- **INTERPRETAZIONE:** la roccia è di natura sedimentaria e non metamorfica, presenta un'intensa impronta deformativa, evidenziata dal boudinage. Quarzo e fillosilicati sono da considerare minerali detritici

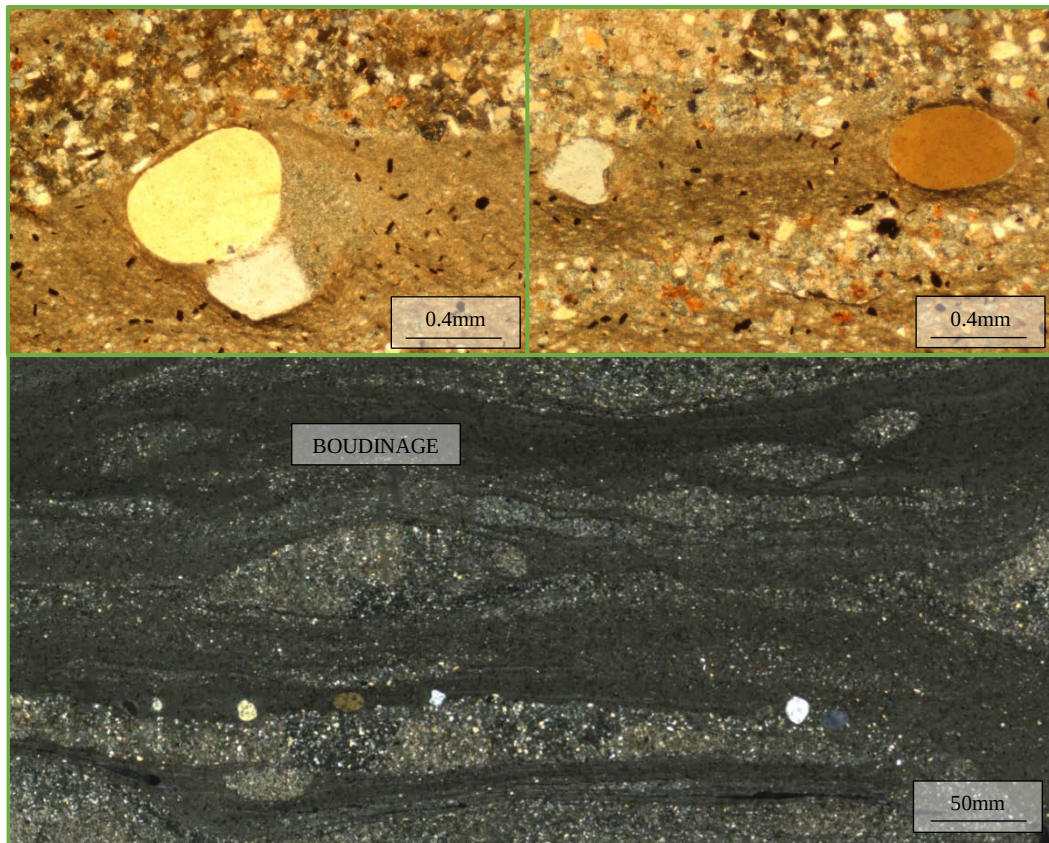
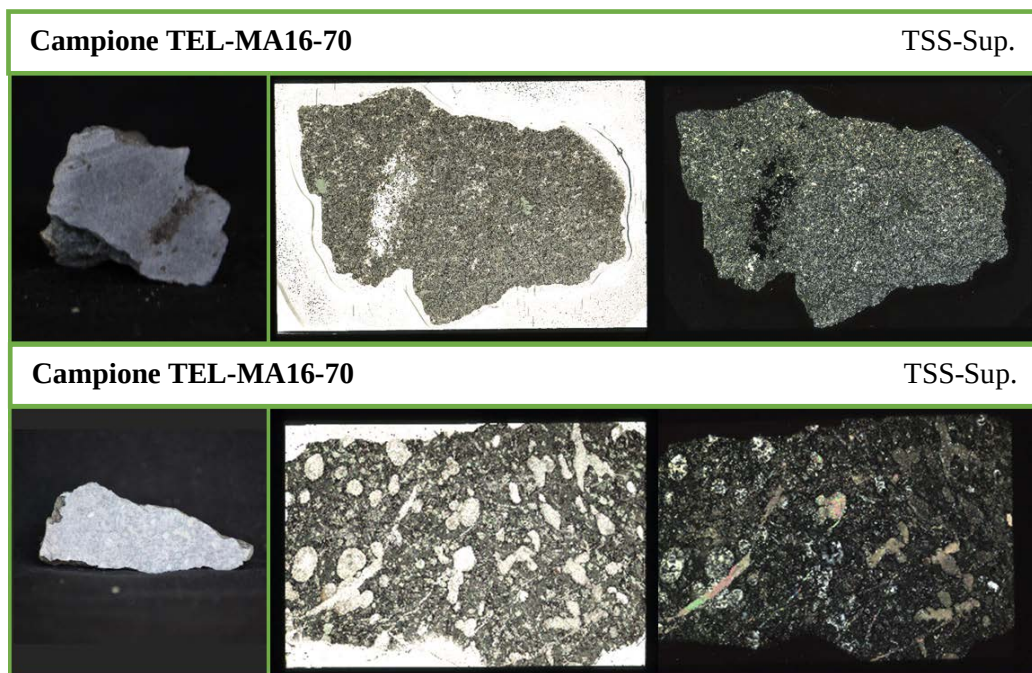
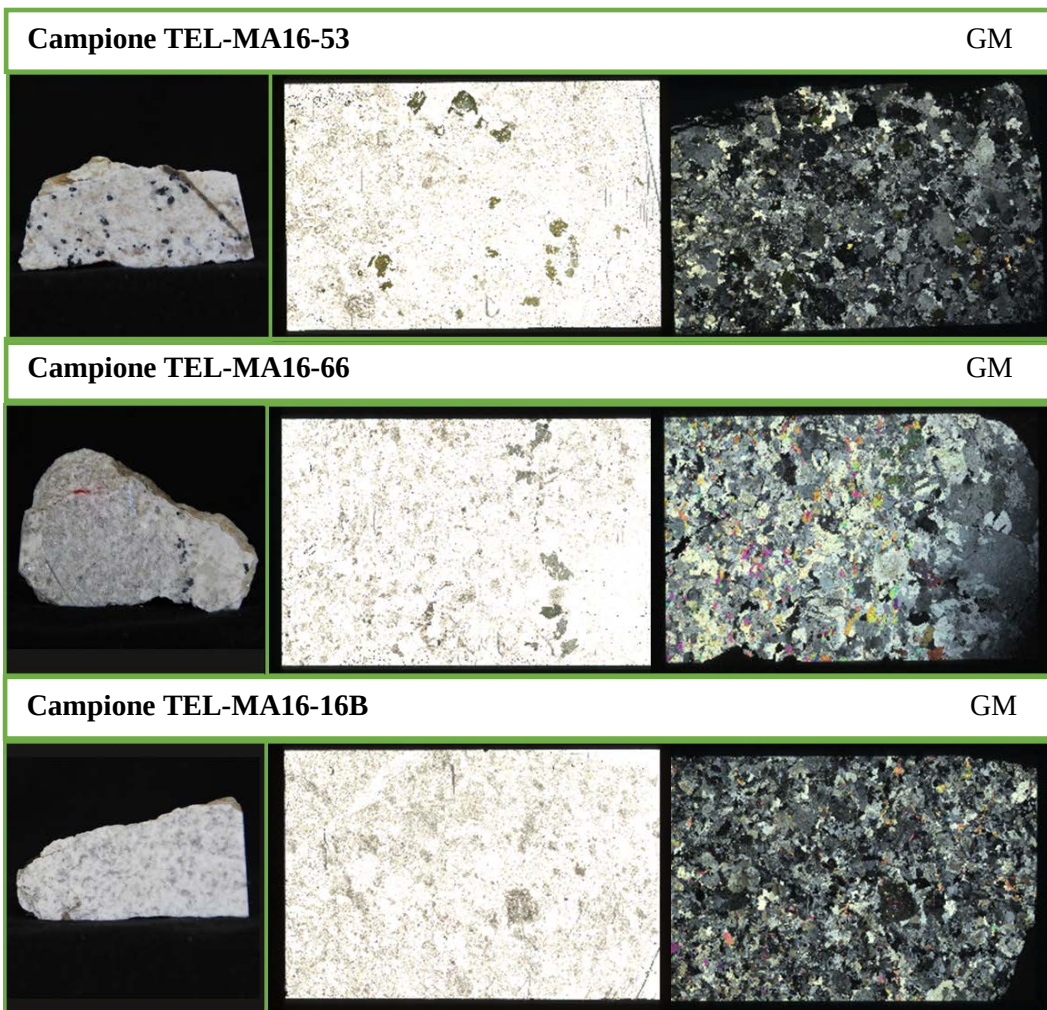


Fig. 4.9 strutture legate alla milonizzazione della roccia presenti nel campione TEL-MA16-70.



BASALTO o ANDESITE BASALTICA

- **STRUTTURA e TESSITURA:** roccia a grana porfirica con massa di fondo a struttura subafanitica con liste di plagioclasio non alterato, e fenocristalli di minerali mafici (probabilmente pirosseni) totalmente cloritizzati. Nel campione TEL-MA16-71 sono presenti miaroliti riempite da zeoliti spesso a microstruttura fibroso raggiata.
- **MINERALI PRINCIPALI:**
 - PLAGIOCLASIO:** si presenta con abito tabulare in liste rettangolari, con forma subedrale, incolore e riconoscibile attraverso la sua geminazione Albite Albite Carlsbad.
- **MINERALI di ALTERAZIONE:**
 - CLORITE:** minerale molto abbondante e riconoscibile dal suo colore verde e colori di interferenza sul verde-marrone, essa è presente come alterazione impostasi su minerali mafici.
 - ZEOLITI:** presenti all'interno delle miaroliti nel campione MA16-71 sono riconoscibili per la loro microstruttura fibroso raggiata
- **MINERALI ACESSORI:**
 - MINERALI OPACHI:** molto abbondanti e sempre estinti.



LEUCOGRANITO a MUSCOVITE e TORMALINA

- **TESSITURA E STRUTTURA:**
Si tratta di rocce leucocratiche a grana media olocristalline struttura fanerocristallina con granulometria variabile da fine a medio grossa (con dimensioni che vanno da 0,8-1mm fino a 4-5mm) inequigranulare ipidiomorfa granitica.
- **MINERALI PRINCIPALI:**
 - QUARZO: si presenta con struttura in granuli interlobati, estinzione ondulata, talora a settori.
 - PLAGIOCLASIO si presenta in liste subedrali, con presente geminazione Albite e Albite-Carlsbad di composizione albitica. La composizione è stata stimata mediante la linea di Beche.

-FELDSPATO POTASSICO: si presenta n cristalli subedrali di abito tabulare tipicamente pertiticio è incolore e un'alterazione in marroncina (possibili caolinite).

-MUSCOVITE: in piccoli cristalli tabulari euedrali rettangolari non orientati incolore con elevati colori di interferenza.

- MINERALI ACESSORI:

-TORMALINA: minerale relativamente abbondante (>5%) si presenta con cristalli euedrali tendenzialmente scheltrici di dimensioni massime di 2mm. Si osserva una zonatura cromatica che sfuma da marrone all'azzurro verso il nucleo.

-APATITE: in granuli quadrangolari incolore, si presenta con rilievo medio, sfaldatura assente e colori di interferenza sulle tonalità del grigio.

-SERICITE disposta come patina d'alterazione dei Plagioclasti

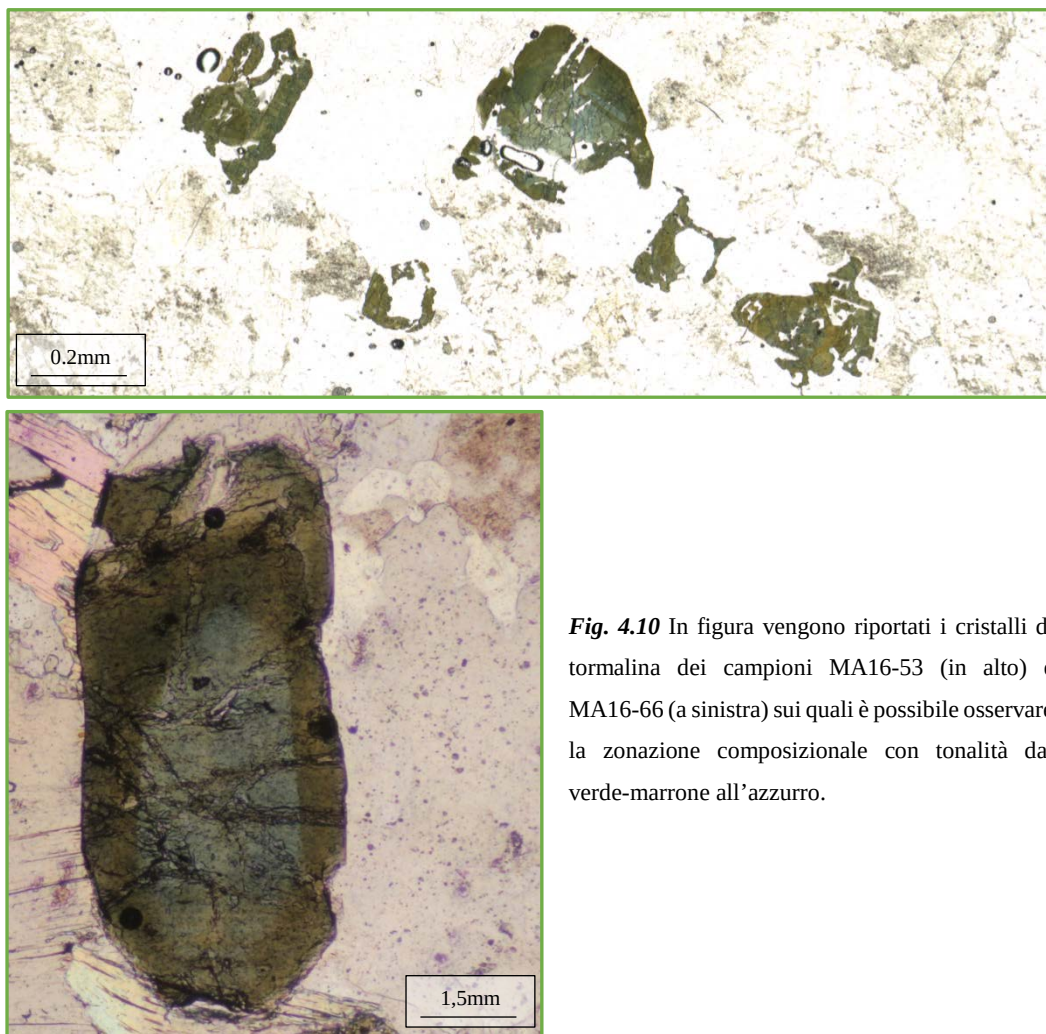


Fig. 4.10 In figura vengono riportati i cristalli di tormalina dei campioni MA16-53 (in alto) e MA16-66 (a sinistra) sui quali è possibile osservare la zonazione composizionale con tonalità dal verde-marrone all'azzurro.

4.2 Analisi Spettrofotometriche

Le analisi spettrofotometriche di campioni prelevati sul terreno si sono svolte al CNR Research Scientist Institute for Photonics and Nanotechnology di Padova. Vengono di seguito riportate le firme spettrali dei campioni alterati e dei campioni freschi messe a confronto per poter osservare il segnale che l'alterazione apporta alla firma spettrale della roccia.

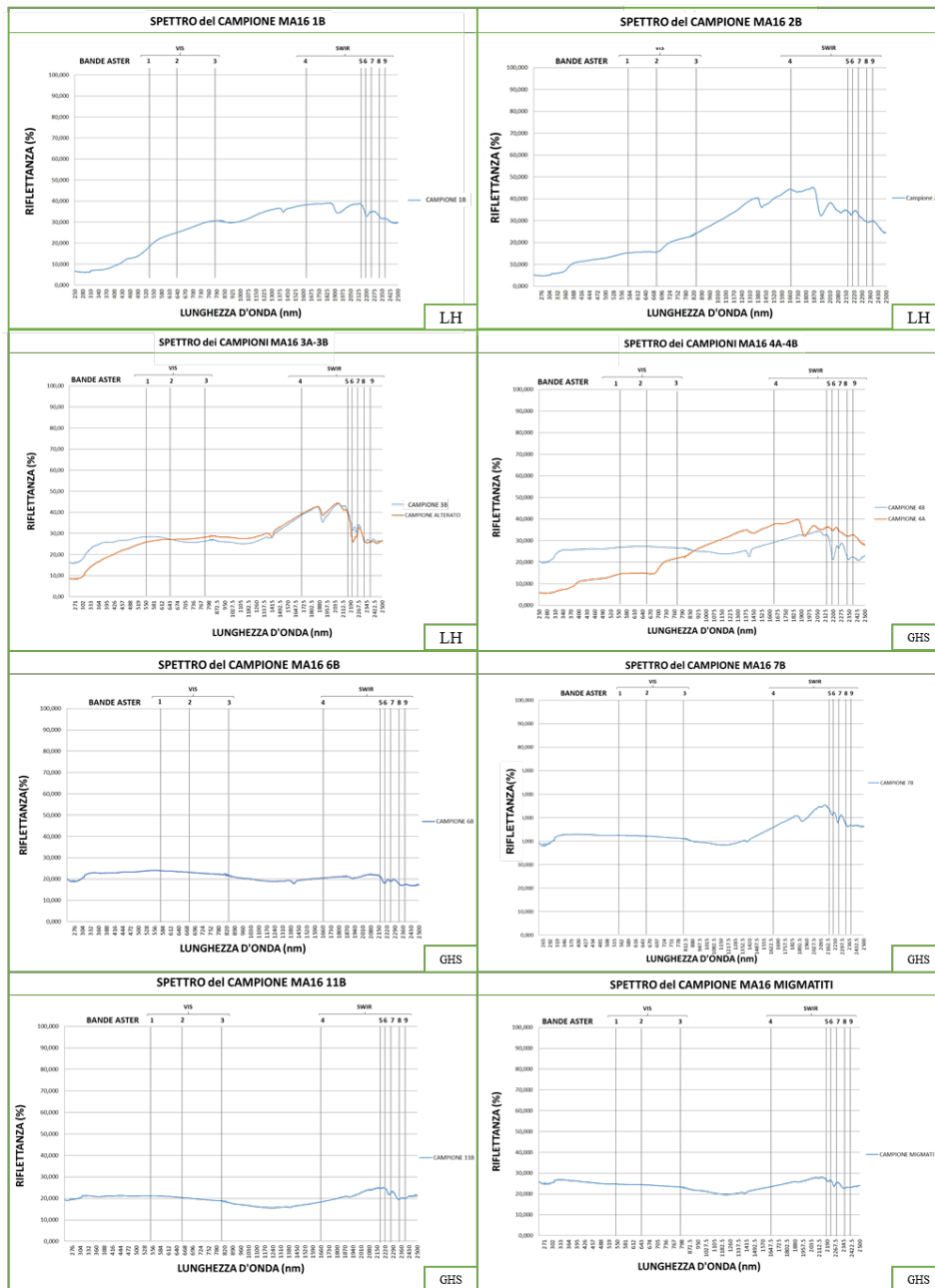




Fig. 4.11 In figura sono riportati gli spettri ottenuti dall'analisi spettrofotometrica svolta sui campioni raccolti.

Il confronto fatto tra l'analisi petrografica e spettrofotometrica consente di verificare, conoscendo le specie mineralogiche presenti, l'apporto delle singole specie alla firma spettrale finale, permettendo di osservare i caratteristici picchi di assorbimento.

Dall’osservazione degli spettri si denota come essi possano essere suddivisi in 4 famiglie corrispondenti alle principali unità riscontrate in campo **Fig 4.12** (LH, GHS, TSS, GM).

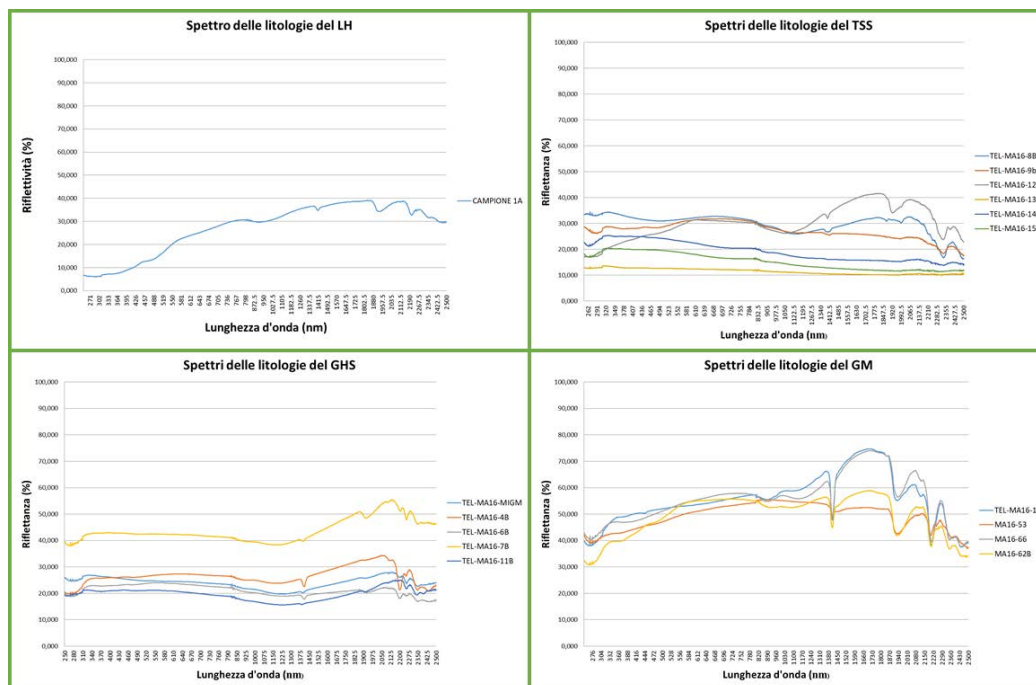


Fig. 4.12 In figura vengono riportate le “famiglie” di spettri suddivise secondo la litologia ad essi associata.

Nelle seguenti figure, (**Fig.4.13-a-b-c-d**) utilizzando degli spettri di superfici non alterate rappresentativi (uno per ogni litologia), si mettono in risalto le caratteristiche delle singole firme rapportandole alle abbondanze mineralogiche ricavate dall’analisi petrografica.

Fig. 4.13-a: lo spettro ottenuto dall’analisi spettrofotometrica dal campione rappresentante la LHS ci permette di individuare i picchi caratteristici della biotite: sia quelli correlati alla vibrazione dei legami Mg-OH che quello legato alla transizione degli ioni Fe^{2+} .

Fig. 4.13-b: lo spettro ottenuto dal campione rappresentante la GHS ci permette di individuare i picchi caratteristici della muscovite correlati alla vibrazione dei legami Al-OH, i picchi caratteristici della clorite rispettivamente discriminata dalle vibrazioni dei legami Fe-OH che di quelli della biotite legati sia alla vibrazione Mg-

OH che della transizione ionica Fe_{2+} associabile allo stesso tempo anche con la presenza del Granato.

Fig. 4.13-c: lo spettro ottenuto dall'analisi spettrofotometrica dal campione rappresentante le TSS ci permette di individuare i picchi caratteristici dei carbonati correlati alla vibrazione dello ione carbonato e gli assorbimenti caratteristici delle transizioni dello ione Fe_{2+} associato alla presenza di biotite.

Fig. 4.13-c: lo spettro ottenuto dal campione rappresentante il granito del Manaslu ci permette di individuare i picchi caratteristici degli assorbimenti correlati alle vibrazioni dei legami Mg-OH e Al-OH rispettivamente discriminanti la biotite e la muscovite.

Lo studio delle firme spettrali permette di cogliere le differenze spettrali tra le unità geologiche che saranno utili nei successivi procedimenti di elaborazione, classificazione e interpretazione attuati sull'immagine ASTER.

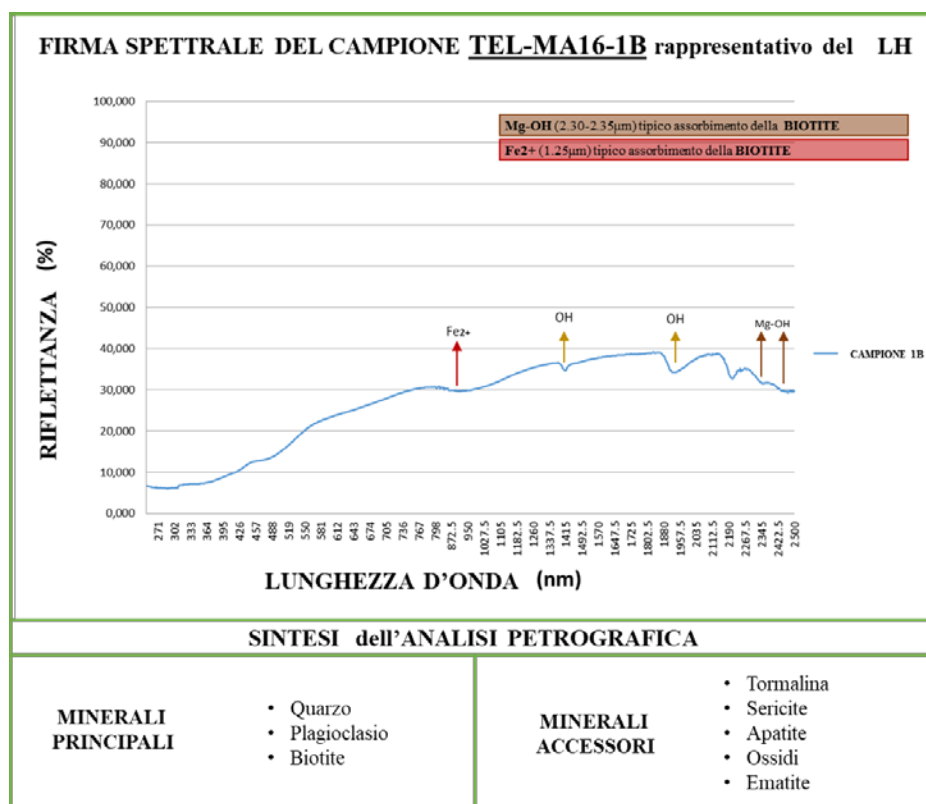


Fig. 4.13-a In figura è riportato lo spettro del campione TEL-MA16-1B con evidenziati gli assorbimenti dei minerali presenti nel campione.

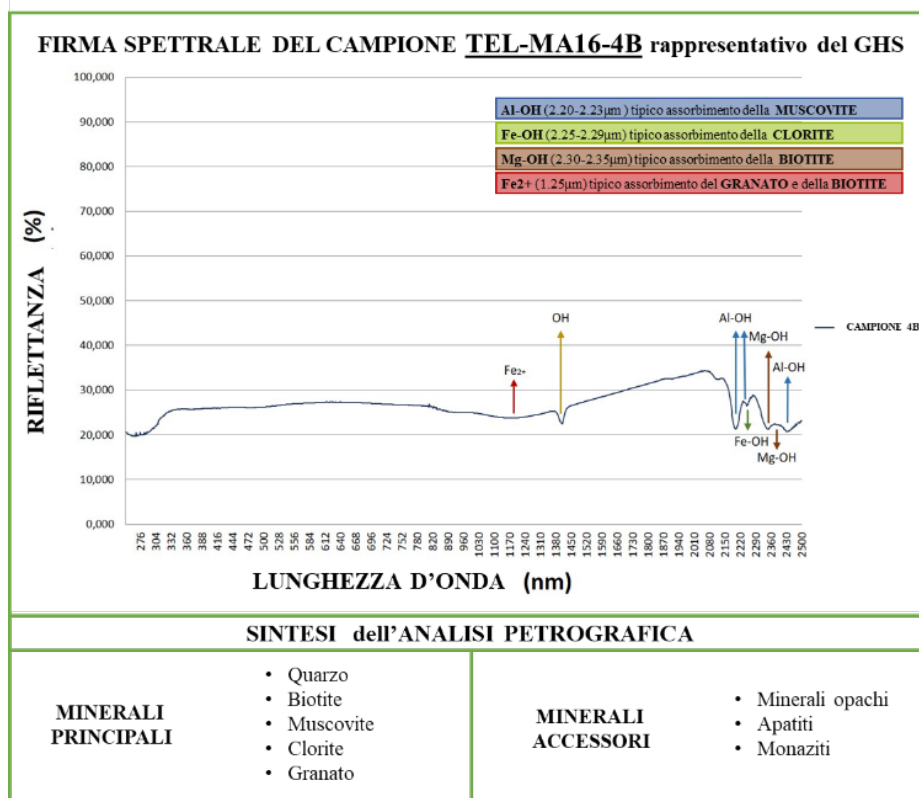


Fig. 4.13-b In figura è riportato lo spettro del campione TEL-MA16-4B con evidenziati gli assorbimenti dei minerali presenti nel campione.

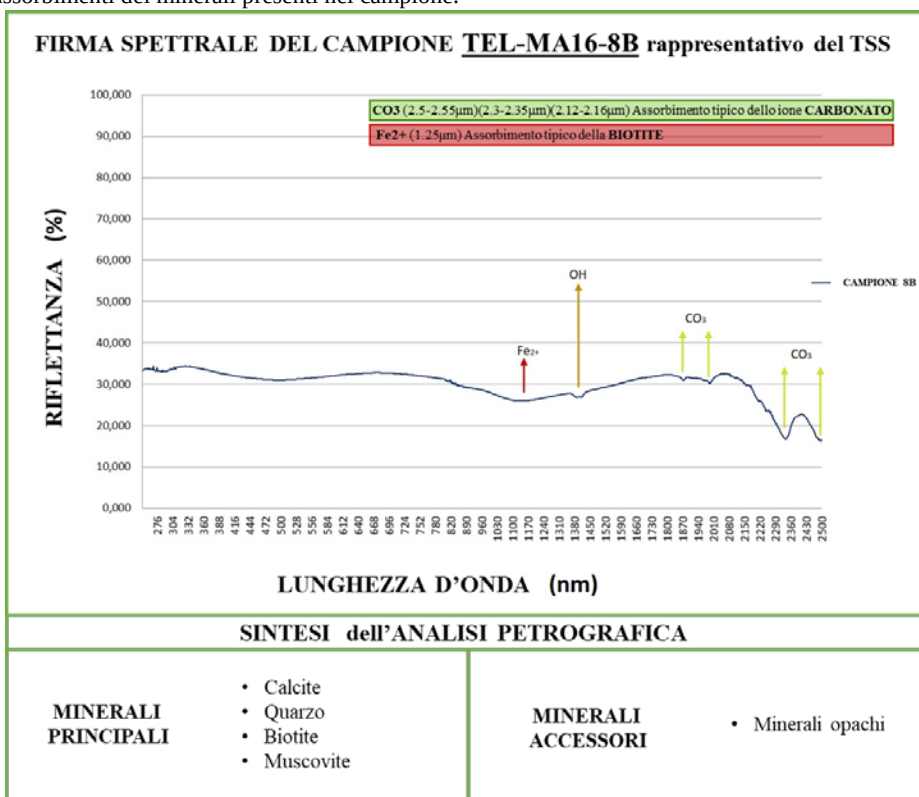


Fig. 4.13- In figura è riportato lo spettro del campione TEL-MA16-8B con evidenziati gli assorbimenti dei minerali presenti nel campione.

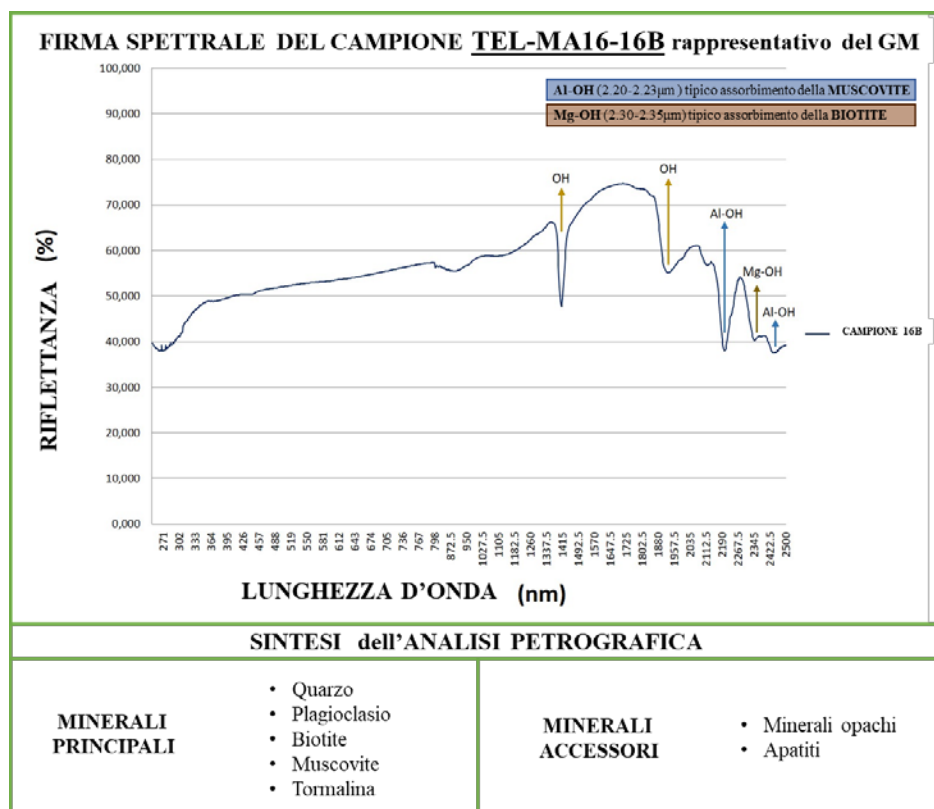


Fig. 4.13-d In figura è riportato lo spettro del campione TEL-MA16-16B con evidenziati gli assorbimenti dei minerali presenti nel campione.

4.2.2 Studio degli spettri alterati.

Lo studio delle firme spettrali, è stato focalizzato anche sull'analisi delle alterazioni e della copertura lichenica per osservare eventuali correlazioni tra le alterazioni e il substrato di attecchimento (**Fig. 4.14**). Questo tipo di studio viene scelto in quanto l'osservazione di terreno ha dimostrato che in alcuni casi è presente un comportamento di attecchimento selettivo dell'alterazione sul substrato (**Fig. 4.14**) che può far acquisire alla alterazione lichenica un carattere diagnostico di una particolare litologia, consentendo quindi un utilizzo come proxy (Bertoldi et al., 2011). Negli spettri riportati in **Fig 4.15**, dove si sono utilizzati dei campioni rappresentativi delle unità (eccetto quella della LHS in quanto non presente alterazione) si può osservare come gli spettri relativi al campione alterato (arancio) e quello non alterato (blu) si diversifichino, riportando due firme spettrali differenti. Da notare però come le firme spettrali associate ai campioni alterati di diverse litologie se paragonate tra loro non presentino grandi differenze (**Fig. 4.16**). Questo

implica che le firme delle alterazioni posseggono una loro caratteristica identificativa rispetto alle firme dei campioni non alterati ma allo stesso tempo non presentano una caratteristica che permetta di utilizzarle per la diversificazione delle diverse litologie. Analizzando infatti le firme spettrali delle alterazioni licheniche è possibile differenziare i caratteristici picchi di assorbimento legati alla presenza di acqua con i suoi caratteristici assorbimenti, la presenza della sostanza organica in particolare di lignina e cellulosa concentrano gli assorbimenti nella parte infrarossa dello spettro, infine la presenza di pigmenti fotosintetici è riconoscibile da un assorbimento nel campo del visibile e uno coincidente con quello della sostanza organica visto in precedenza (Jaquemoud & Baret,1990).

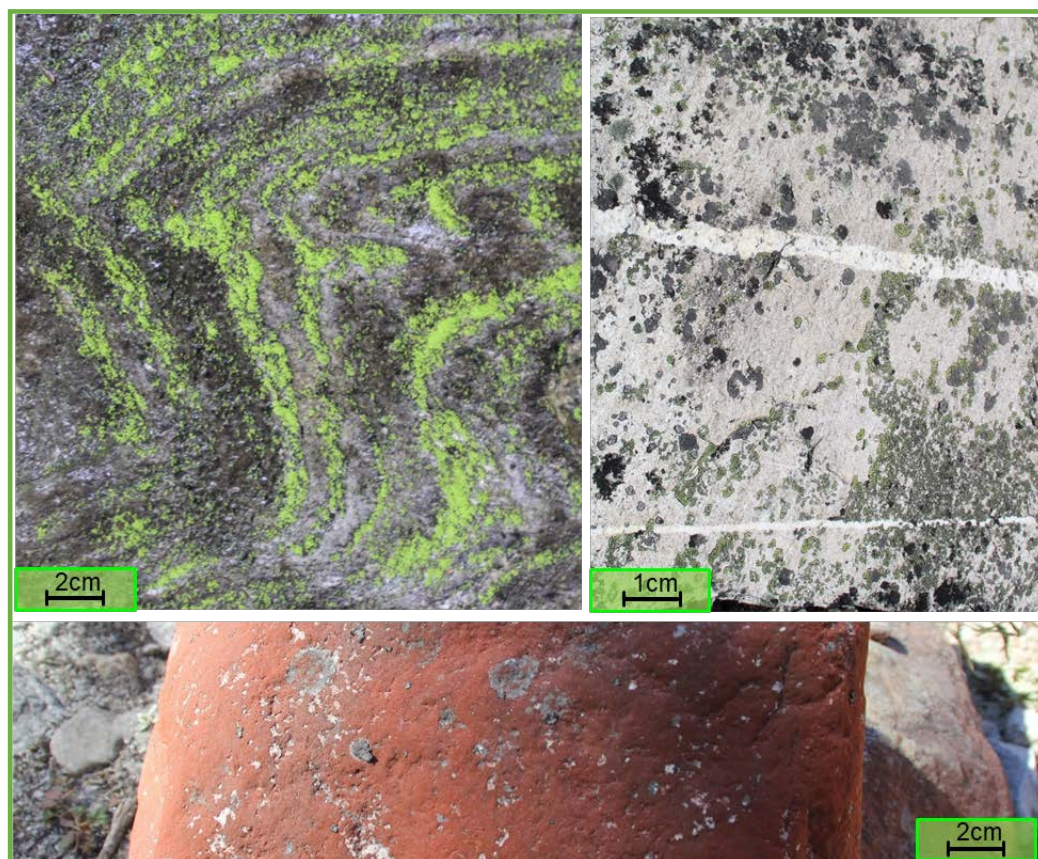


Fig. 4.14 In figura si può osservare come le specie di licheni attecchiscano in maniera selettiva al substrato.

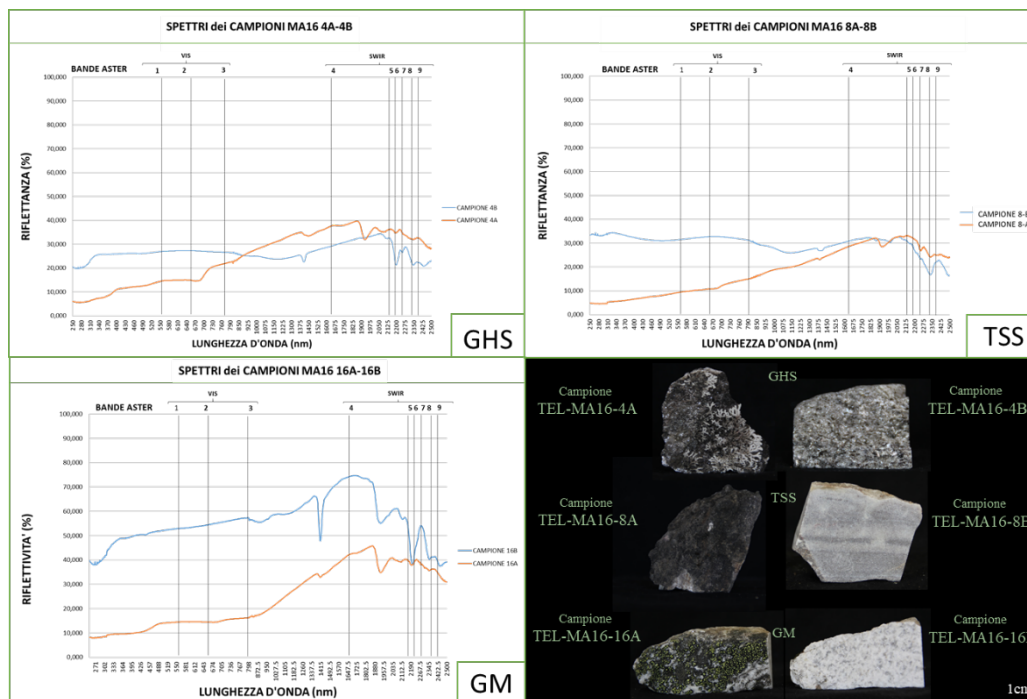


Fig.4.15 In figura sono messi a confronto le firme del campione alterato con il rispettivo campione non alterato in modo da visualizzare la differente firma spettrale. Vengono poi illustrati i campioni alle quali appartengono le firme.

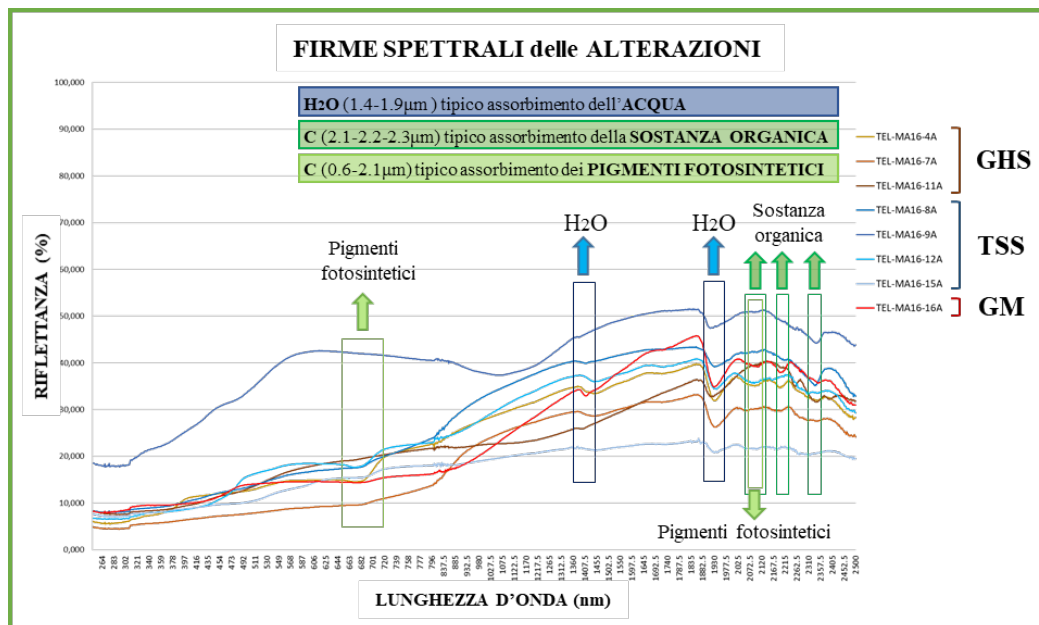


Fig. 4.16 In figura sono riportate le firme spettrali delle alterazioni suddivise cromaticamente per litologie. Sulle quali sono evidenziati i campi dove sono presenti i picchi di assorbimento diagnostici dei licheni.

In figura (**Fig. 4.16**) sono riportate le firme spettrali acquisite sui campioni alterati, come si può notare non è presente un assorbimento discriminante che permetta di differenziare tra loro le diverse unità, per questo motivo nell'area di studio non è

stato possibile utilizzare il lichene come proxy di una particolare litologia (Bertoldi et al., 2011). Nell'area di analisi si è osservato che l'attecchimento dei licheni è sì di carattere selettivo, in quanto molte specie di essi prediligono suoli acidi sui quali stabilirsi, ma si è notato pure come in un'ampia area questa selettività venga persa a favore invece di zone climaticamente adatte all'attecchimento di queste specie come zone umide versanti ombrosi e substrati molto alterati. Inoltre la presenza di una frazione quarzosa (osservata al microscopio ottico) in gran parte delle litologie presenti permette alla specie di diffondersi in maniera meno selettiva. Si viene quindi a perdere la possibilità di sviluppare un metodo di classificazione basato sulla firma spettrale dei licheni.

5. Analisi dati telerilevati Post-rilievo di terreno e misure di laboratorio

Le elaborazioni attuate sull'immagine ASTER hanno permesso di ottenere diverse differenziazioni a livello litologico che consentono, se confrontate, di poter tracciare limiti geologici e di classificare litologicamente affioramenti non campionati.

5.1 Operazioni tra bande

Le operazioni tra bande consentono di enfatizzare particolari assorbimenti, al fine di discriminare determinati comportamenti spettrali, associati a particolari litologie.

5.1.1 Band Ratio (BR)

I rapporti tra bande sono un'operazione che permette di dividere pixel per pixel la riflettanza di una banda dell'immagine analizzata, da quella di un'altra banda. Il rapporto tra bande consente di enfatizzare un determinato comportamento spettrale della superficie investigata e di ridurre gli effetti legati all'illuminazione. Le bande utilizzate per questa operazione coincidono con la spalla e il picco di assorbimento di una determinata porzione di spettro del target che si vuole individuare, in questo modo si ottiene una maggiore enfattizzazione sull'immagine degli oggetti di interesse (**Fig. 5.1**).



Fig. 5.1 In figura viene illustrato il funzionamento del rapporto tra bande.

Un rapporto efficace in dati ASTER prevede il ricampionamento delle firme spettrali di interesse alla risoluzione del sensore ASTER (**Fig. 5.2**). Ho quindi utilizzato firme rappresentative delle varie unità, le ho ricampionate sulle risoluzioni spettrali ASTER e ho identificato gli adeguati rapporti tra bande per poterle differenziare sull'immagine. In questa analisi sono state escluse le firme riguardanti il Lesser Himalaya in quanto tali litologie sono presenti a basse quote dove la rigogliosa vegetazione non ne permette una efficace esposizione. Si sono perciò studiate le firme spettrali delle sole unità GHS, GM e TSS.

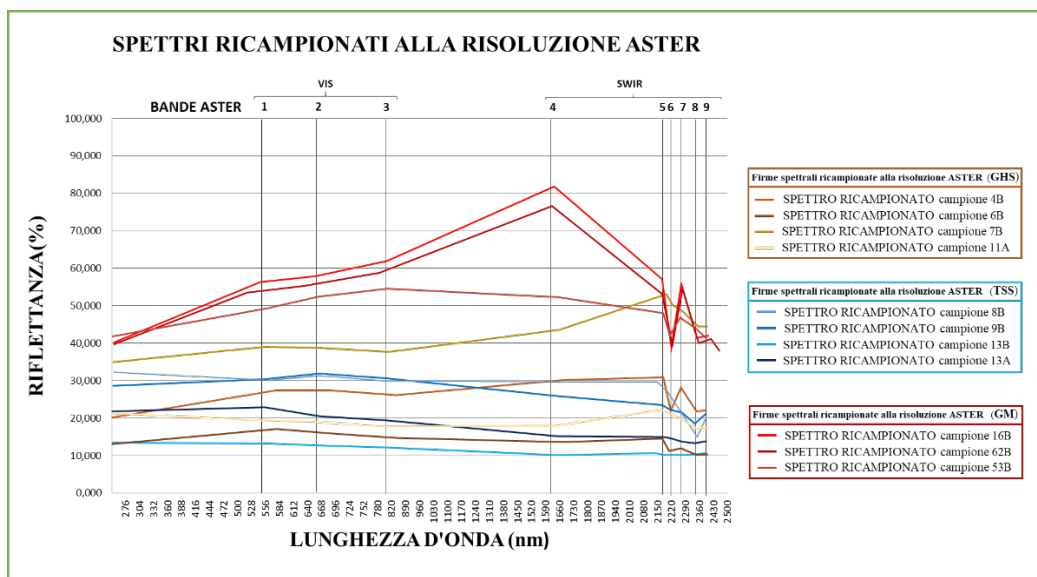


Fig. 5.2 In figura sono illustrati gli spettri dei campioni prelevati in Himalaya, ricampionati secondo la risoluzione dell'immagine ASTER.

Una volta sviluppati i rapporti tra bande e visualizzati in scala di grigi attraverso il software ENVI è stato possibile osservare le diverse enfattizzazioni legate ai rispettivi rapporti attuati.

BR 4/5: evidenza in chiaro le litologie leucogranitiche, della GHS e zone di accumulo di crollo. Mentre con tonalità scure si evidenziano litologie appartenenti alla TSS.

BR 5/6: questo rapporto si colloca sulla spalla del picco di assorbimento legato alla muscovite, permette di differenziare tra loro litologie della TSS inferiore da quelle della TSS sup. Evidenzia poi con tonalità scure i Graniti del Manaslu.

BR 7/6: non permette una buona discriminazione ma si riesce ad apprezzare comunque una differenziazione tra TSS e GM.

BR 7/8: questo rapporto è localizzato tra il flesso della banda 7 e il picco di assorbimento caratteristico dei carbonati, ciò nonostante non presenta delle buone caratteristiche discriminative probabilmente legate al scarso segnale dei carbonati sottoposti ad alterazione.

BR 9/8: rapporto tra bande che permette una discreta differenziazione tra GM con colori chiari e TSS alla quale sono associati colori scuri.

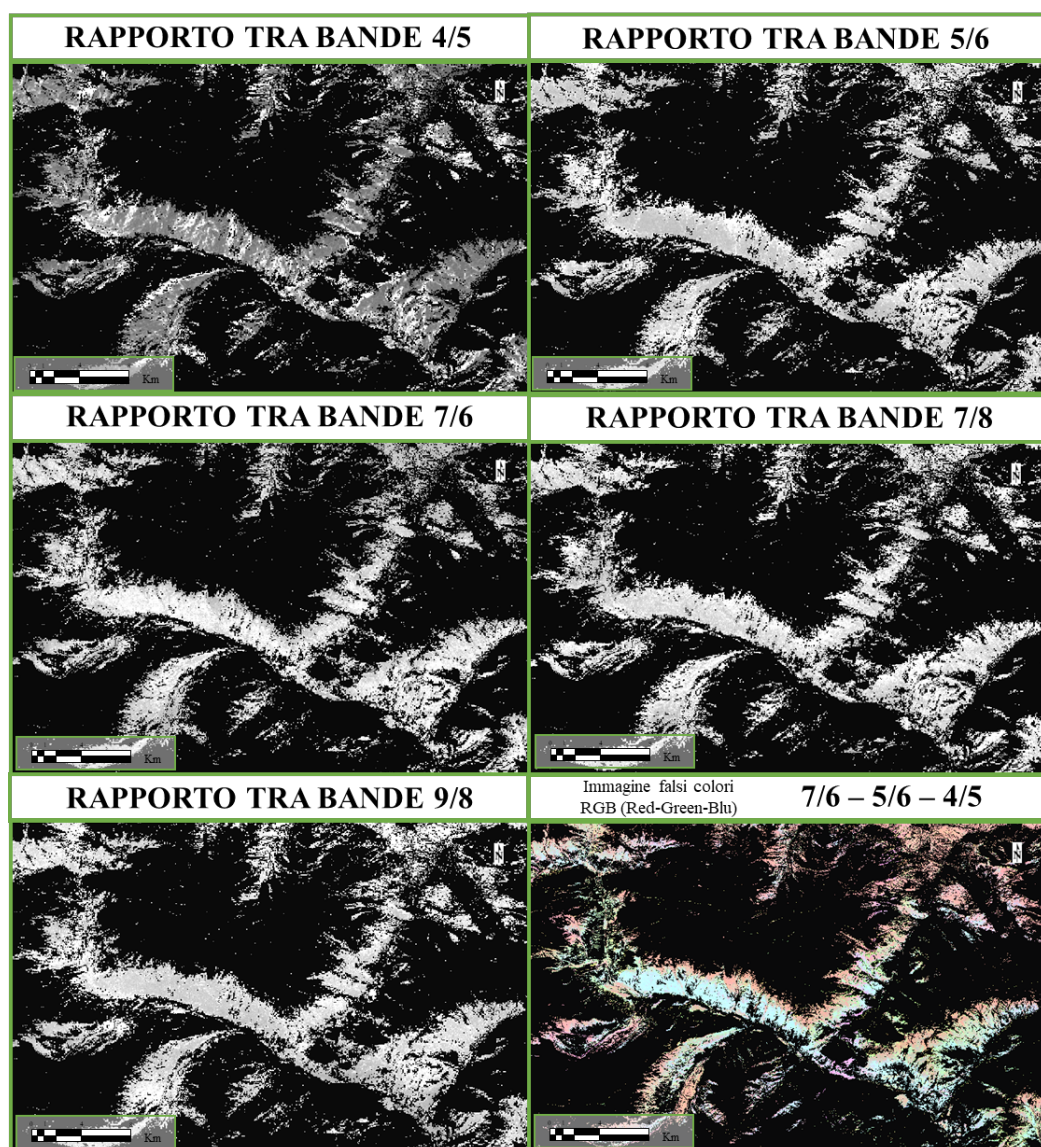


Fig. 5.3 In figura sono visibili i rapporti tra bande svolti sull'immagine ASTER. Nell'immagine in basso a destra è possibile apprezzare la differenziazione litologica ottenuta con la visualizzazione RGB dei rapporti tra bande più discriminatori.

Sempre attraverso il programma ENVI è stata possibile attuare una statistica per poter visualizzare in una tabella la capacità di discriminazione dei rapporti tra bande. Si è quindi proceduto a calcolare i valori risultanti dai rapporti tra bande in ben determinate zone dell'immagine ASTER (zone dove si è certi della litologia presente) e a riportarli mediati in **tabella 5.1** suddividendoli a seconda della tipologia di unità associata. Il risultato è quindi la **tabella 5.1** dove è possibile visualizzare la discriminabilità delle varie unità litologiche a seconda del rapporto tra bande dal quale il risultato è stato ottenuto, il tutto aiutato da una scala cromatica che permette una differenziazione visiva immediata. Ciò ha permesso di osservare i rapporti tra bande più discriminanti: RB4/5, RB 5/6 e RB 7/6. Si è scelto quindi di visualizzarli in falsi colori (RGB) ottenendo un'immagine dove le unità litologiche presentano una buona differenziazione cromatica

	BR 4/5	BR 5/6	BR 7/6	BR 7/8	BR 9/8	VALUE SCALE
GRANITO	1,31	0,92	1,03	1,08	1,16	1,8
TSS	1,75	0,86	0,94	1,05	1,13	1,6
HHC	1,43	0,9	1,01	1,06	0,97	1,4
						1,2
						1
						0,8

Tab. 5.1 In tabella viene riportato il valore mediato di ogni singolo RB riferito a ciascuna litologia.

5.1.2 Relative Absorption Band Depth (RBD)

L'assorbimento relativo di banda (RBD) (Crowley et al.,1989) che permette di valutare l'intensità di particolari picchi di assorbimento. L'RBD è un'operazione che coinvolge tre bande simultaneamente e che permette una maggiore enfattizzazione dei picchi di assorbimento dal momento che permette la rimozione

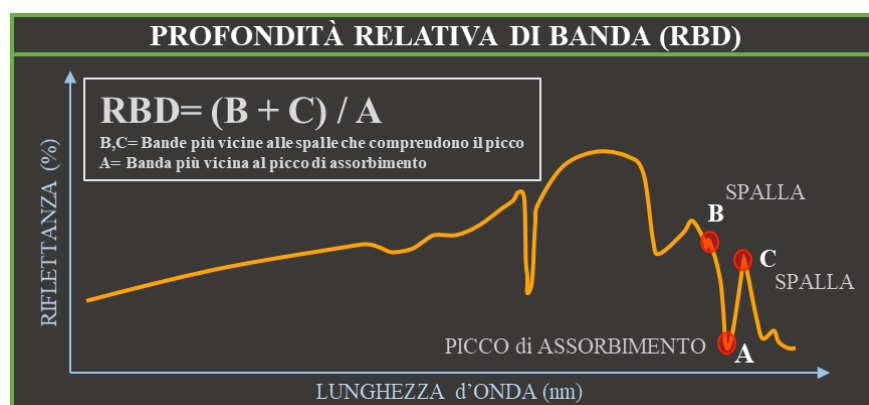


Fig. 5.4 In figura viene illustrato il funzionamento dell'assorbimento relativo di banda.

del continuum (Campbel et al, 2011). L'operazione prevede la somma di 2 bande esterne (coincidenti con le spalle) divise per la banda compresa tra le due spalle (coincidente con il picco di assorbimento) (**Fig 5.4**)

Come per i rapporti tra bande visti precedentemente, anche questa operazione necessita di alcuni procedimenti preventivi per ottimizzare il risultato. Si sono dunque ricampionate e studiate le firme spettrali per poter osservare degli eventuali assorbimenti discriminanti che possono aiutare nella differenziazione delle litologie (**Fig. 5.5**).

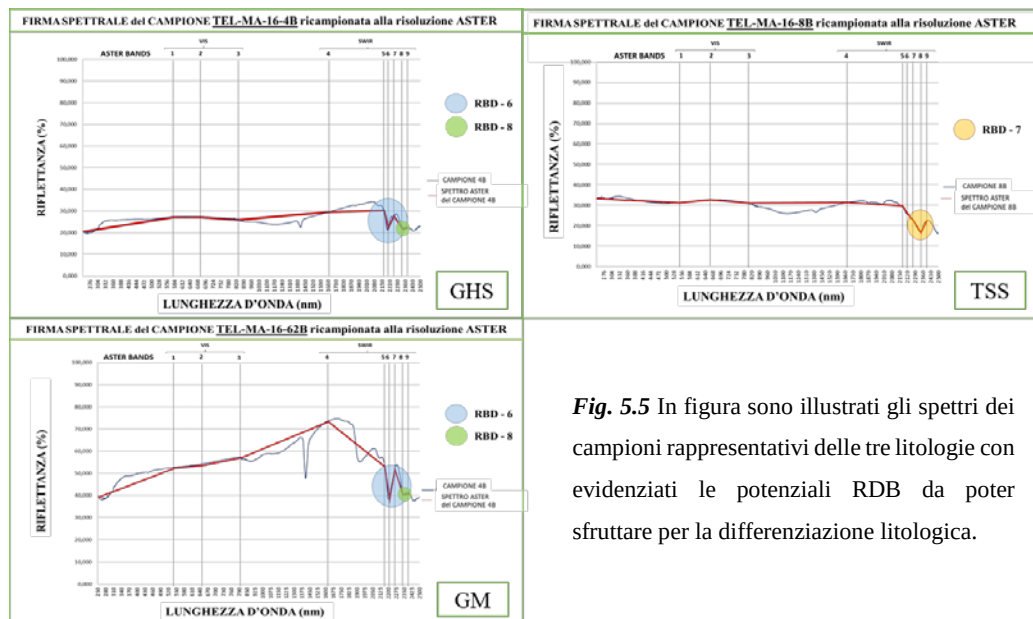


Fig. 5.5 In figura sono illustrati gli spettri dei campioni rappresentativi delle tre litologie con evidenziati le potenziali RDB da poter sfruttare per la differenziazione litologica.

Come fatto precedentemente si sono svolte e visualizzate in scala di grigi le RBD attuate sull'immagine ASTER attraverso l'uso del software ENVI. I diversi risultati ottenuti sono visibili nella **Figura 5.6** dove è possibile osservare:

RBD-2: questo assorbimento è legato alla presenza di minerali quali ossidi e idrossidi concentrati in particolare nelle litologie della GHS e del GM come patina di alterazione, si visualizzano con colori più chiari le litologie associabili alla presenza di questi minerali e in scuro le litologie carbonatiche della TSS.

RBD-5: questo rapporto si focalizza sul picco discriminante delle vibrazioni molecolari Al-OH indicanti presenza di muscovite o di patine di alterazione, permette quindi di evidenziare con tonalità chiare il GM e presenta tonalità scure per litologie carbonatiche vista la maggior presenza di legami Fe-OH e Mg-OH.

RBD-6 operazione che centra l'assorbimento della muscovite, permette di ottenere una discreta differenziazione tonale tra le litologie della GHS e del GM da quelle della TSS.

RBD-7: centrata sull'assorbimento Fe-OH tipico della clorite permette di differenziare bene le unità prettamente calcaree della TSS-inferiore dalle più quarzitiche della TSS-superiore. Questo grazie alla presenza di clorite legata al basso grado metamorfico dei meta-sedimenti in questione.

RBD-8: operazione che si trova centrata sull'assorbimento dei carbonati non permettono una buona distinzione delle litologie considerate.

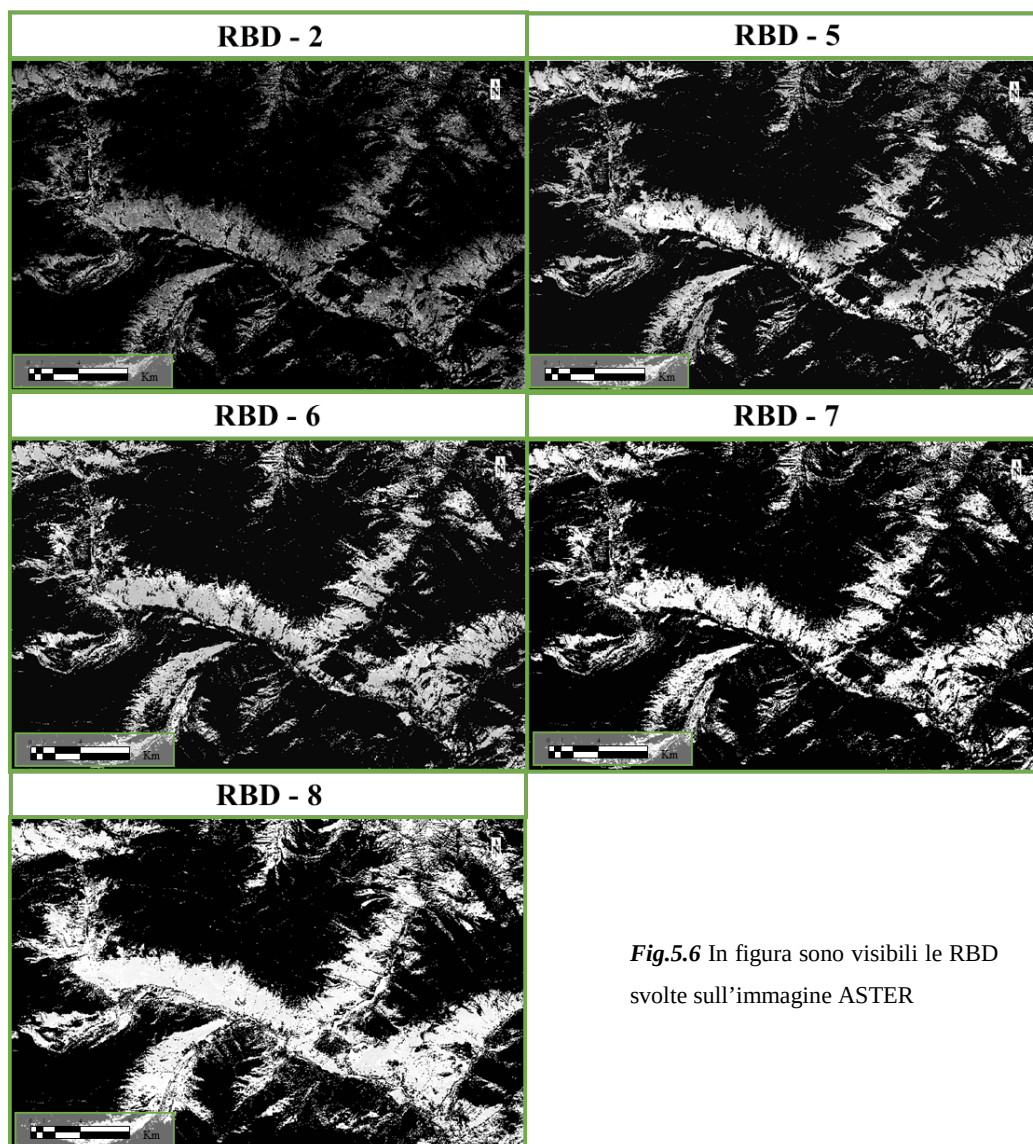


Fig.5.6 In figura sono visibili le RBD svolte sull'immagine ASTER

Basandoci su queste osservazioni e producendo una tabella (**Tab. 5.2**) simile a quella prodotta in precedenza per i RB, si è riusciti a visualizzare la discriminazione attuata tramite diverse RBD. Gli RBD-2, RBD-5, e RBD6 sono risultati come le operazioni più discriminanti e la loro visualizzazione in falsi colori ha permesso una efficace distinzione delle litologie considerate migliore del risultato ottenuto precedentemente con le BR (**Fig. 5.7**).

	RBD2	RBD5	RBD6	RBD7	RBD8	VALUE SCALE
GRANITE	1,19	1,1	1,02	0,8	1,3	1,8
TSS	1,09	1,3	0,9	1	1,1	1,6
HHC	0,9	1,3	0,9	1	1,09	1,4
						1,2
						1
						0,8

Tab. 5.2 In tabella viene riportato il valore mediato di ogni singolo RB riferito a ciascuna litologia.

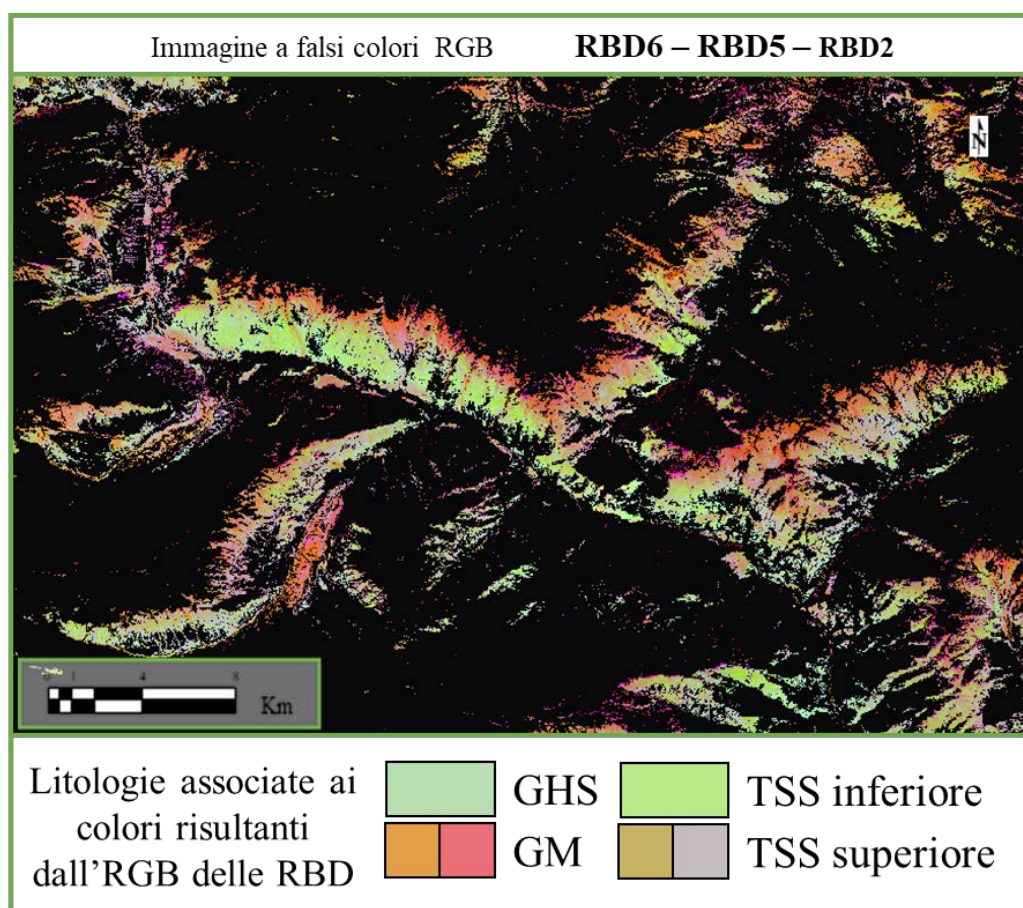


Fig. 5.7 In figura è riportata una parte dell'area analizzata, visualizzata in falsi colori, che rappresenta la miglior discriminazione ottenuta dall'analisi delle RBD.

5.2 Metodi di classificazione

Le tecniche di classificazione, permettono una distinzione spettrale che può essere utile per studi geologici. Queste tecniche si basano su due principali metodologie di processamento dei dati delle immagini satellitari: la prima chiamata Unsupervised (non guidata) è un algoritmo che non prevede nessuna definizione delle caratteristiche spettrali da ricercare, (questa tipologia di analisi è utile nei casi dove non si hanno dati dell'area presa in analisi). La seconda tecnica chiamata Supervised (Guidata) prevede la definizione delle caratteristiche spettrali da classificare attraverso l'individuazione delle Region Of Interest (ROI). In questo caso si necessita di conoscere l'area di studio in modo da sfruttare le relative informazioni per ottenere una buona classificazione. In questa tesi si sono eseguite due tipologie di classificazione entrambe attraverso il metodo Supervised: la tecnica del Maximum Likelihood (MLL) e la tecnica dello Spectral Angler Mapper (SAM).

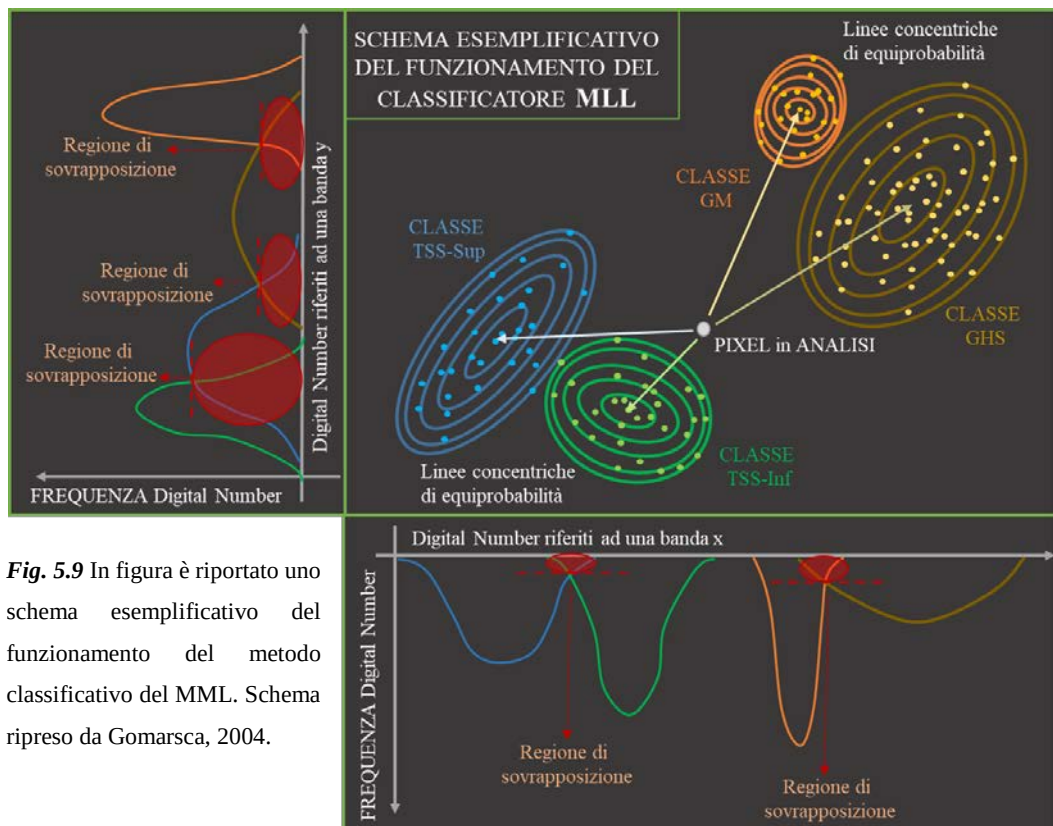
5.2.1 Definizione delle Region of Interest (ROI)

Le regioni di interesse o Training Sites sono porzioni scelte dell'immagine, le quali permettono di avere informazioni relative alla superficie che vengono prese come statisticamente rappresentative per le analisi classificative.

L'individuazione delle ROI è stata eseguita utilizzando il programma ENVI che ha permesso di selezionare dall'immagine ASTER le aree di affioramento rilevate, (aree contenenti un minimo di 200pixel) creando 4 ROI ognuna avente un'informazione spettrale distintiva della litologia affiorante. In particolare le ROI risultanti discriminano le 4 unità presenti nella zona di analisi: GHS, GM, TSS-Superiore e TSS-Inferiore. Al fine di rendere le classi di riferimento il più discriminanti possibile, si è scelto di confrontare le firme spettrali dei campioni Himalayani (ricampionate alla risoluzione ASTER) con quelle dell'immagine ASTER, in modo tale da creare delle ROI più precise su cui basare i diversi metodi di classificazione utilizzati (MLL e SAM).

5.2.2 Maximum Likelihood (MLL)

La classificazione del massimo verosimigliante (MML – Richards, 1999), si basa sull'utilizzo delle ROI dalle quali vengono estrapolati: posizione del pixel medio, varianza, e covarianza. Ciò permette di creare curve concentriche di equiprobabilità nello spazio n-dimensionale dove “n” è uguale al numero di bande (Milton, 2001). Questa prima fase permette di creare delle classi che posseggono caratteristiche distintive delle litologie investigate. L'algoritmo attraverso la distanza del pixel in analisi, dai punti medi delle varie classi, procederà col determinare il grado di appartenenza di ciascun pixel dell'immagine ASTER con le classi stabilite (**Fig. 5.9**); il valore assegnato dall'algoritmo varia da 0 a 1 (dove con 1 viene espressa la massima verosimiglianza). Nel nostro caso, il risultato è ottenuto da una classificazione di tipo “hard” ovvero una classificazione che non tiene conto dei pixel misti (pixel il cui contributo è legato a più contributi delle categorie di superficie) ma che produce come risultato una mappa tematica dove riporta i pixel suddivisi secondo le ROI. Il risultato di questa classificazione, illustrato in **Fig.**



5.10, permette di differenziare al meglio le 4 litologie e di visualizzare in maniera efficace la litologia relativa di ogni singolo pixel.

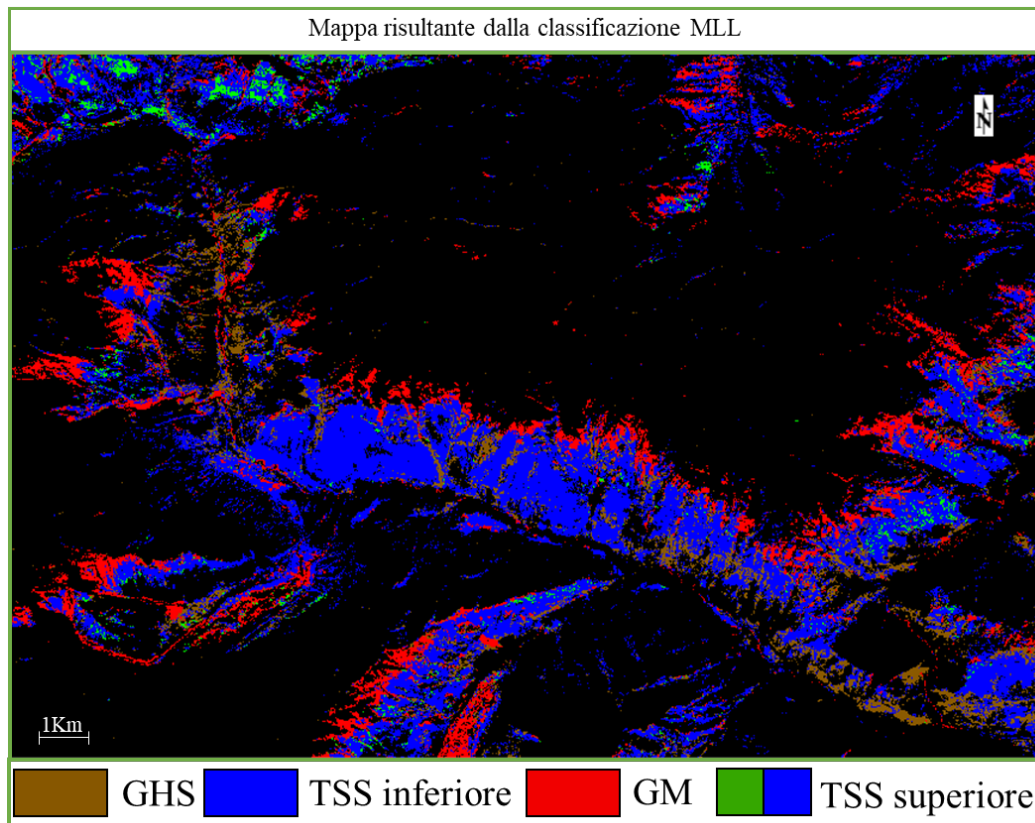


Fig. 5.10 In figura è riportata una parte della mappa ottenuta attraverso il metodo classificativo MLL.

Come possiamo notare dalla mappa in **Fig. 5.10**, nonostante la sovraestimazione dei Graniti e una scarsa distinzione tra TSS-Inferiore e superiore, il risultato ottenuto attraverso la classificazione MLL è buono e sarà utile in fase di produzione della carta geologica come immagine di comparazione delle litologie presenti.

5.2.3 Spectral Angle Mapper (SAM)

La SAM (Kruse et al., 1993) è una tecnica che permette la classificazione dei pixel basandosi sulla loro somiglianza spettrale con firme di riferimento basandosi su tre componenti spettrali: (**Fig. 5.11**) profondità di banda, minimo di banda e ampiezza della banda.



Fig. 5.11 Nello schema vengono riportati i 3 componenti su cui si basano le classificazioni.

Questa metodologia prevede di stabilizzare le firme di riferimento o attraverso l'inserimento delle firme medie associate alle ROI o direttamente da firme spettrali ottenute dalle analisi spettrofotometriche dei campioni in laboratorio. Si è quindi proceduto con entrambe le modalità creando anche in questo caso 4 classi di riferimento (GHS, TSS-Superiore, TSS-Inferiore, GM). L'algoritmo, una volta stabilite le classi, procede col confronto dello spettro di ogni singolo pixel con quello di riferimento delle classi considerando i pixel e le classi come vettori n -dimensionali dove la lunghezza è stabilita dall'illuminazione e la direzione è correlata alle variazioni spettrali (Kruse et al., 1993). La somiglianza è quindi individuata dall'angolo che si forma tra i due vettori. Tanto più piccolo sarà l'angolo, tanto più l'informazione spettrale risulterà simile a quella della classe di riferimento (**Fig. 5.12**). L'algoritmo prevede inoltre l'inserimento di un angolo limite di somiglianza, che discrimina i pixel classificati (aventi un valore di angolo in radianti minore di quello inserito) da quelli non classificati (aventi angolo maggiore). Questo metodo di classificazione è stato attuato mediante il software ENVI ed ha permesso di ottenere buoni risultati attraverso la classificazione con classi stabilite dalle ROI, mentre con le classi stabilite dagli spettri (riferiti ai campioni) i risultati si sono dimostrati inadeguati, se confrontati con la verità a terra. Questo problema è probabilmente dovuto al fatto che il campionamento spettrofotometrico è una misura ad alta risoluzione e precisione che, inserita in un contesto di bassa risoluzione spettrale, non permette una corretta classificazione. Inoltre le firme dell'immagine ASTER posseggono una informazione mediata risultante da un pixel a terra di dimensioni 15x15m metri mentre l'informazione

degli spettri calcolati è da riferirsi ad un campione di 4x4 cm e su casi di illuminazione di x y.

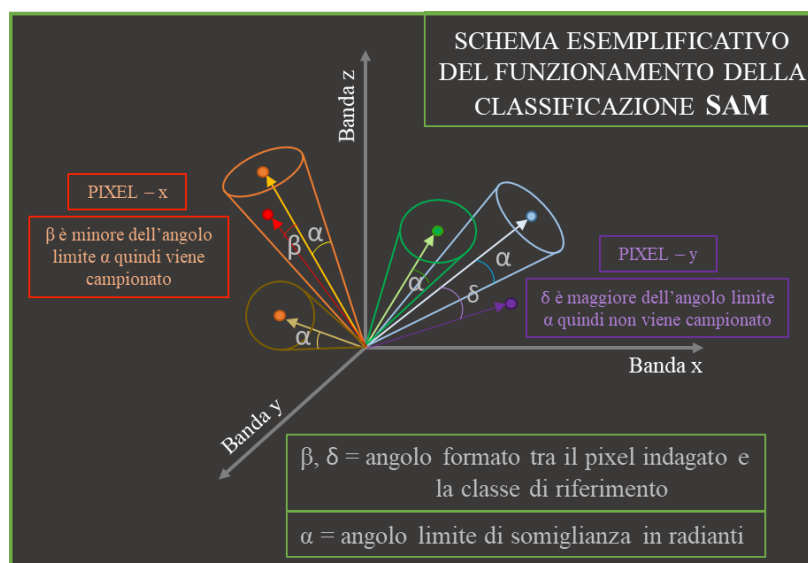


Fig. 5.12 In figura è riportato uno schema esemplificativo del funzionamento del metodo classificativo del SAM. Schema ripreso da Kruse 1993.

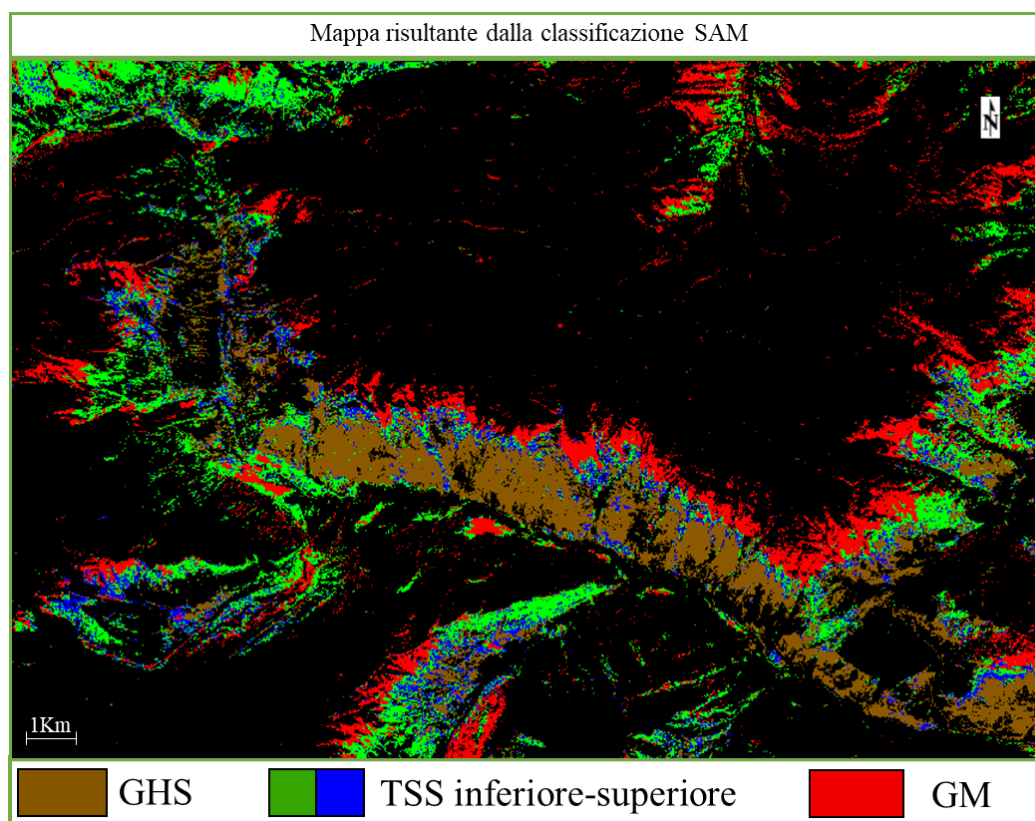


Fig. 5.13 In figura è riportata una parte della mappa ottenuta attraverso il metodo classificativo SAM.

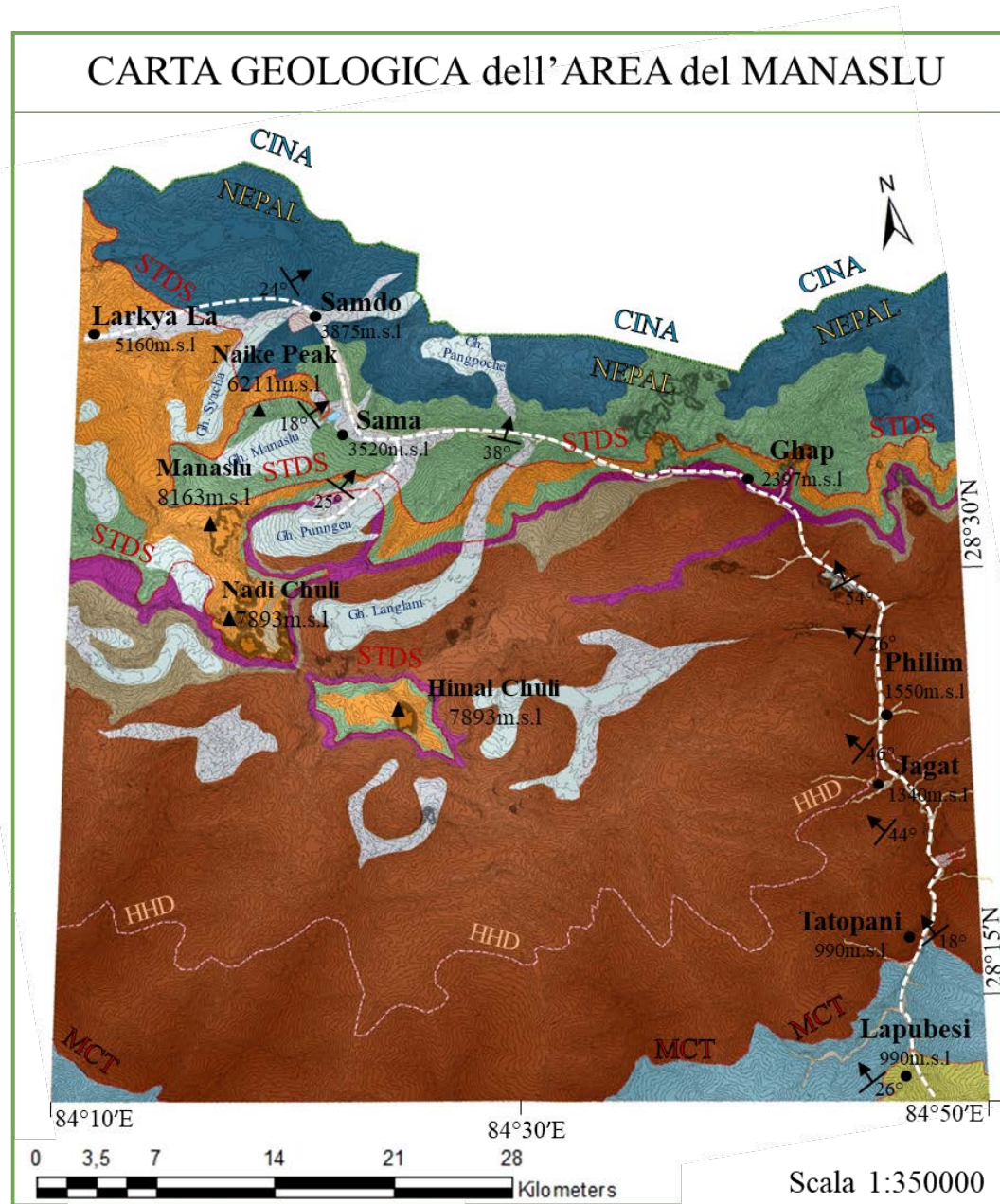
Sebbene sia sempre presente una probabile sovrastima dei graniti e in questo caso anche della GHS, il risultato finale della classificazione SAM (**Fig5.13**) è da ritenersi efficace anche in riferimento alle litologie della TSS che risultano maggiormente discriminate rispetto alla classificazione MML.

6. Carta Geologica dell'Area del Manaslu

Una volta utilizzate tutte le elaborazioni sviluppate dall'immagine ASTER (isolamento dei pixel rocciosi, mappa delle Componenti Principali (PC), mappa ottenuta dai Rapporti tra Bande (BR), mappa delle Profondità relative di Banda (RBD) e le mappe ottenute dalle classificazioni Massimo verosimigliante (MML) e Mappa dell'Angolo Spettrale (SAM)) e il controllo a terra effettuato durante la campagna di rilevamento di terreno, si è proceduto con la produzione della carta geologica della zona analizzata. Grazie alla possibilità di visualizzare in sovrapposizione le immagini ottenute dalle elaborazioni con programma ArcMap, è stato possibile attuare un miglior confronto tra analisi satellitari e rilevamento di campagna. La carta geologica realizzata con due approcci diversi, il classico rilevamento e il più avanzato telerilevamento, consente di visualizzare quella che è la geologia della zona (**Fig. 6.1**).

Dalla carta geologica prodotta si può apprezzare la successione delle unità descritte nel **capitolo 4**; partendo dalle quote più basse e risalendo di altitudine è possibile riscontrare la tipica sequenza litologica Himalayana, che vede susseguirsi: LHS, GHS e TSS con intrusioni del Granito del Manaslu. Sono stati poi tracciati i due lineamenti caratterizzanti della catena: MCT e STDS che confermano il meccanismo di estrusione della GHS. Le giaciture di strato riportate confermano la struttura nord-vergente della catena e la piega impostatasi sul massiccio del Naike peak. La novità introdotta nella carta, è la presenza della GHS nelle vicinanze di Sama (riscontrata nei pressi del laghetto Birenda) dove nelle precedenti cartografie venivano segnate litologie del TSS. La Higher Himalayan Discontinuity, tracciata in questa carta rappresenta un'importante lineamento da poco valorizzato per un possibile coinvolgimento in fase di esumazione. La HHD, nel tratto studiato, attraverso recenti studi di datazione (Tartaglia et al., 2017) risulta avere un'età compresa tra i 25 e i 18Ma (età ottenuta dalla datazione U, Th, Pb sulle monaziti delle rocce del tetto e del letto. Tartaglia et al., 2017), età coerenti con le datazioni di altri tratti di HHD in differenti zone dell'Himalaya (Montomoli et al., 2015). La datazione della HHD evidenzia come questo lineamento risulti avere un'età precedente al MCT (datato anch'esso da Tartaglia ed avente un'età più recente di

16Ma). L'età della HHD, assieme alla sua posizione più settentrionale rispetto al MCT, consente di proporre uno slittamento verso sud della deformazione e dell'esumazione della GHS nel tempo. Tali informazioni riguardanti la HHD permettono di attribuire a questa discontinuità un ruolo chiave per comprendere i meccanismi tettonici sviluppatisi in Himalaya.



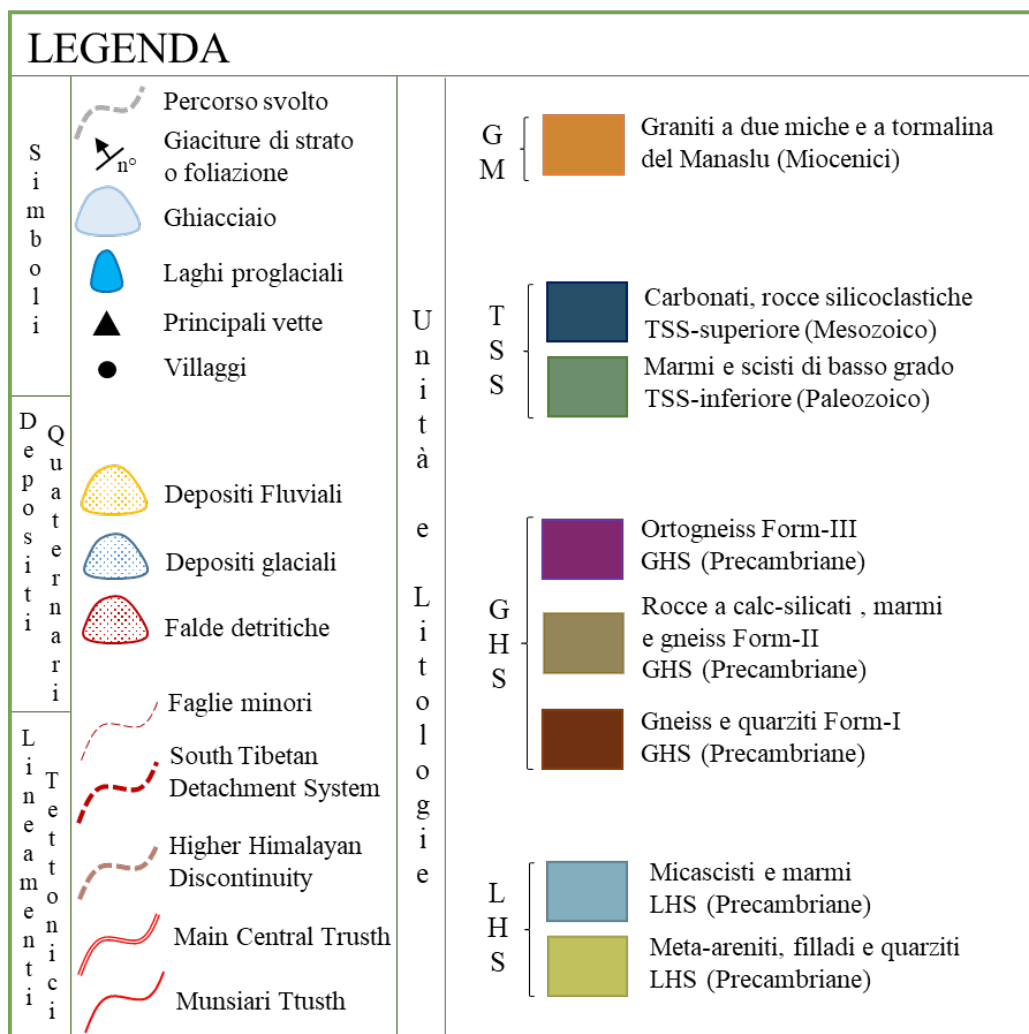


Fig. 6.1 Carta geologica ottenuta dall'elaborazione dei dati ASTER e dal controllo a terra.

7. Conclusioni

Lo studio dell'area del Manaslu tramite il telerilevamento di dati multispettrali ASTER ha permesso di ricavare informazioni per la discriminazione litologica in aree di difficile o impossibile rilevamento di terreno, come avviene in molti settori della catena Himalayana.

Il mascheramento di vegetazione, acqua, neve e ghiaccio in fase di elaborazione del dato da satellite è indispensabile per focalizzare l'attenzione sui pixel corrispondenti agli affioramenti rocciosi. Utilizzando come base l'immagine mascherata si sono effettuate elaborazioni che hanno permesso la discriminazione litologica dell'area indagata. Tra i diversi algoritmi e operazioni applicate mediante il software ENVI (PCA, BR, RBD, MLL e SAM) due si sono rivelati più efficaci nel distinguere le litologie principali delle unità affioranti:

- l'analisi delle componenti principali visualizzata in falsi colori (PC6, PC4, PC3) consente la discriminazione di muscovite, clorite e calcite, minerali diagnostici per le diverse litologie costituenti le differenti unità GM, GHS e TSS.
- La visualizzazione in falsi colori RGB delle Ratio Depth Band (RBD6, RBD5, RBD2) ottenuta attraverso lo studio effettuato sulle firme spettrali dei campioni di rocce Himalayane, consente una efficace differenziazione litologica dell'area di studio. La discriminazione risulta efficace in quanto evidenzia: a) i picchi di assorbimento della muscovite associabili ai graniti; b) i picchi della calcite, che differenziano i carbonati del TSS e c) picchi associati alla presenza di ossidi e idrossidi di ferro, quali alterazioni dei minerali ferrosi caratteristici delle rocce della GHS (e in minima parte dei graniti).

Altrettanto indispensabile è stato il controllo svolto in sito, che ha la funzione di verifica degli affioramenti evidenziati dal mascheramento, correlandoli con i segnali ottenuti dalle elaborazioni dell'immagine ASTER.

La produzione della carta geologica finale mette in luce i diversi aspetti litologici e strutturali che caratterizzano l'area del Manaslu.

In particolare:

- nella zona di Sama affiora il GSH e non il TSS come descritto in letteratura. La presenza di rocce della GHS in questa località potrebbe essere imputata alla grande piega individuata sul massiccio del Naike Peak (**Fig. 3.9**), che avrebbe trascinato nei pressi di Sama la porzione più alta della GHS.
- Sulle vette dell'Himal Chuli i leucograniti miocenici, segnati in carta da Colchen (1980), si trovano a contatto con rocce carbonatiche. Per contro, nella più recente cartografia di Larson et al., (2010) i leucograniti si trovano in contatto con gli ortogneiss. L'interpretazione dei dati ASTER, data nella presente tesi, mette il granito a contatto con rocce carbonatiche, in accordo con i dati della cartografia di Colchen. Tuttavia, non è possibile con il presente studio determinare se tali rocce carbonatiche appartengano alla formazione 2 della GHS (come sostenuto da Colchen) o a una delle litologie carbonatiche appartenenti al TSS. Inoltre, dal segnale riconducibile ai graniti, è stato possibile stimare l'estensione del corpo granitico che risulta di 32 Km²
- L'analisi delle immagini ASTER ha reso possibile il riconoscimento dei graniti del Manaslu (differenziandoli dalle litologie del TSS) permettendone la mappatura ed evidenziandone l'estensione di circa 340 Km²
- Particolare attenzione è stata rivolta alla presenza della Higher Himalayan Discontinuity (HHD), che-nella valle del Budhi Gandaki (nei pressi di Jagat **Fig.3.4**) e lungo la valle del Marshyandi è stata osservata sul terreno. La HHD rilevata e cartografata si inserisce perfettamente lungo il tracciato generale della HHD descritta in bibliografia e ne conferma il carattere regionale.

In conclusione, il presente lavoro di tesi conferma che i dati dei campi spettrali NIR e SWIR, acquisiti dal sensore ASTER, permettono di ottenere una buona discriminazione litologica anche in aree con diverse problematiche (elevata energia di rilievo, copertura nevosa e vegetativa). L'analisi dei dati riferibili all'intervallo spettrale indagato (NIR e SWIR), ha permesso di riconoscere gli assorbimenti diagnostici di minerali principali come: muscovite, biotite e calcite, ma anche assorbimenti tipici di minerali di alterazione come: clorite, ematite e idrossidi di ferro. L'insieme dei dati ha quindi permesso di ottenere efficienti correlazioni segnale-litologia con le quali è stato possibile sviluppare una carta geologica dell'area del Manaslu.

Bibliografia

ARGAND, E. (1924). La tectonique de l'Asie Congrès Géologique International, Belgique, Comptes Redunes de la 13ème Session, en Belgique 1922. H.Vaillant-Carmanne, Liège, pp 171-372

ANNEN, C., SCAILLET, B., & SPARKS, R. S. J., (2006). Thermal Constraints on the Emplacement Rate of a Large Intrusive Complex: The Manaslu Leucogranite, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 47, 1, 71–95

BARBEY, P.; BROUAND, M.; LEFORT, P.; AND PECHER, A. (1996). Granite-migmatite genetic link: the example of the Manaslu granite and Tibetan slab migmatites in central Nepal. *Lithos* 38:63–79.

BEAUMONT, C., JAMIESON, R.A., NGUYEN, M.H., LEE, B., (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature* 414, 738–742.

BERTOLDI, L. (2010). Telerilevamento di rocce granitoidi: elaborazione immagine e spettroscopia in ambiente desertico (Anti-Atlante orientale, Marocco) ed alpino (Himalaya, Nepal occidentale). Tesi dottorato, scuola di dottorato di ricerca in scienze della terra, Padova, ciclo XXIII, 2008-2009

BERTOLDI, L., MASSIRONI, M., VISONÀ D., CAROSI, R., MONTOMOLI, C., NALETTO, G., PELIZZO, M. G. (2011). 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*, 115(5), 1129–1144.

BHAMBRI, R., BOLCH, T., CHAUJAR, R. K., KULSHRESHTHA, S. C., (2011). Glacier changes in the Garhwal Himalaya, India, from 1968 to 2006 based on remote sensing. *Journal of Glaciology*, 57, 203.

BOLASCO S., (1999). Analisi multidimensionale dei dati. Metodi, strategie e criteri d'interpretazione, Roma, Carocci.

BOLLINGER, L., JANOTS, E., (2006). Evidence for Mio-Pliocene retrograde monazite in the Lesser Himalaya, far western Nepal. *Eur J Mineral*, 18, 289-297.

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.

CAMPBELL, J. B. & WYNNE R. H., (2011). *Introduction to Remote Sensing*. Fifth Edition

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 hightemperature shear zones in the core of the Higher Himalayan Crystallines (Lower Dolpo, western Nepal). *Tectonics*, 29.

CHAKRABARTI, B.K. (2016). *Geology of the Himalayan Belt: Deformation, Metamorphism, Stratigraphy*. Elsevier, Geological Survey of India, 50-51pp.

COLCHEN, M., LE FORT, P., & PÊCHER, A. (1986). *Annapurna–Manaslu–Ganesh Himal*. Paris: Centre National de la Recherche Scientifique, 136 pp.

COPELAND, P., HARRISON, T. M. & LE FORT, P. (1990). Age and cooling history of the Manaslu granite: implications for Himalayan tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 33–50.

DECELLES, P.G., GEHRELS, G.E., QUADE, J., LAREAU, B. & SPURLIN, M., (2000). Tectonic implication of U-Pb zircon ages of the Himalayan orogenic belt in Nepal. *Science* 288, 497-499.

DENIEL, C., VIDAL P., FERNANDEZ, A., LE FORT, P. & PEUCAT, J. J. (1987). Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 78–92.

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.

DHITAL, M.R., (2015). *Geology of the Nepal Himalaya*. Regional Geology Reviews, Springer International Publishing Switzerland.

ENGLAND, P., LE FORT, P., MOLNAR, P. & PÊCHER, A. (1992). Heat source for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna–Manaslu region, Central Nepal. *Journal of Geophysical Research* 97, 2107–2128.

FRANCE-LANORD, C., SHEPPAR, S. M. F. & LEFORT, P. (1988). Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya Peralkaline Manaslu Leucogranite: evidence for heterogeneous sedimentary source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 513–526.

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.

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

GEIGER, C.A., (2004). An introduction to spectroscopic methods in the mineral science and geochemistry. In: Beran A., and Libowitzky E. (eds.) Spectroscopic methods in mineralogy, V. 6, EMU notes in mineralogy Eotvos University Press, 1-42.

GODIN, L. (1999). Tectonic evolution of the Tethyan sedimentary sequence in the Annapurna area, central Nepal Himalaya. Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, 219.

GOMARASCA, M.A., (2004). Elementi di geomatica: con elementi di: geodesia e cartografia, fotogrammetria, telerilevamento, informatica, sistemi di ripresa, sistemi di posizionamento satellitare, elaborazione digitale. Associazione geologica di italiana di rilevamento. 640pp.

GROPPO, C., ROLFO, F., CASTELLI, D. & CONNOLY, J.A.D. (2013b). Metamorphic CO₂ production from calcsilicate rocks via garnet forming reactions in the CFAS-H₂O-CO₂ System. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 166, 165-1675.

GRUJIC, D., CASEY, M., DAVIDSON, C., HOLLISTER, S.L., KÜNDIG, R., PAVLIS, T., SCHMID, S., (1996). Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics. *Tectonophysics* 260, 21–43.

GUILLOT, S. & LE FORT, P. (1995). Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos* 35, 221–234.

GUILLOT, S., HODGES, K. V., LE FORT, P. & PÊCHER, A. (1994). New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: evidence for episodic tectonic denudation in the central Himalayas. *Geology* 22, 559–562.

GUILLOT, S., PÊCHER, A., ROCHETTE, P. & LE FORT, P. (1993). The emplacement of the Manaslu granite of central Nepal: field and magnetic susceptibility constraints. In: Treloar, P. J. & Searle, M. P. (eds) *Himalayan Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 74, 413–428.

GUILLOT, S., LE FORT, P., PE  CHER, A., ROY BARMAN, M. & APRAHAMIAN, J. (1995a). Contact metamorphism and depth of emplacement of the Manaslu granite (central Nepal): implications for Himalayan orogenesis. *Tectonophysics* 241, 99–119.

HARRISON, T. M., GROVE, M., LOVERA, O. M., CATLOS, E. J., D'ANDREA, J. (1999). The origin of Himalayan anatexis and inverted metamorphism: model and constraints. *J. Asian Earth Sci* 17, 775-772.

HARRISON, T. M., GROVE, M., MCKEEGAN, K., COATH, C. D., LOVERA, O. M. & LE FORT, P. (1999b). Origin and episodic emplacement of the Manaslu Intrusive Complex, Central Himalaya. *Journal of Petrology* 40, 3–19.

HEIM, A., GANSSER, A., (1939). Central Himalaya: geological observations of the Swiss expedition 1936. *Denkschriften der schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft. Band LXXIII, Abh. 1*, 245.

HODGES, K.V., PARRISH, R.R., HOUSH, T.B., LUX, D.R., BURCHFIEL, B.C., ROYDEN, L.H., CHEN, Z., (1992). Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan Orogen. *Science* 258, 1466–1470.

HODGES, K.V., PARRISH, R.R., SEARLE, M.P., (1996). Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 324-350

HODGES, K. V.; BOWRING, S.; DAVIDEK, K.; HAWKINS, D. & KROL, M. (1998). Evidence for rapid displacement on Himalayan normal faults and the importance of tectonic denudation in the evolution of mountain ranges. *Geology* 26:483–486.

IMAYAMA, T., AND ARITA, K., (2008). Nd isotopic data reveal the material and tectonic nature of the Main Central Thrust zone in Nepal Himalaya. *Tectonophysics*, v. 451, p. 265-281.

KHANAL, S., ROBINSON, D. M., MANDAL, S., & SIMKHADA, P., (2015). Structural, geochronological and geochemical evidence for two thrust sheets in the MCT zone, the MCT and Ramghar-Munsiari thrust: implication for

upper crustal shortening in central Nepal. *Tectonics of the Himalaya*, Geol Soc. London 412, 221-245.

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 model for its genesis and emplacement. *Journal of Geophysical Research* 86, 10545-10568.

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

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.

MATHER, P.M. & KOCH, M., (2011). *Computer Processing of Remotely-Sensed Images: An Introduction*, Wiley-Blackwell, 4^{ed}.

MILTON, E.J., (2001). Review of Mather, P.M., 1999: *Computer processing of remotely-sensed images. An introduction*. Chichester: Wiley. *Progress in Physical Geography*, 25, (1), pp. 145-146.

MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science* 189, 419-426.

MONTEMAGNI, C.; FULIGNATI, P.; IACCARINO, S.; MARIANELLI, P.; MONTOMOLI, C.; SBRANA, A. (2016). Deformation and fluid flow in the Munsiri thrust (nw India): a preliminary fluid inclusion study. 10.2424/ASTSN.M.2016.22.

PARRISH, R.R. & HODGES, K.V. (1996). Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan Sequences, Nepalese Himalaya. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 904-911.

PARSONS, A. J., LAW, R. D., SEARLE, M. P., PHILLIPS R. J. & LLOYD G.E. (2014) Geology of the Dhaulagiri-Annapurna-Manaslu Himalaya, Western Region, Nepal. 1:200,000. *Journal of Maps* Vol. 12 , Iss. 1, 2016.

PASSCHIER, C.W., (1995). *Microtectonics*.

PÊCHER, A., GUILLOT, S., FORT, M. (2011). *Geologie autour du Manaslu. Guide book*, 111 pp.

PÊCHER, A., (1997). Geology of the Nepal Himalaya: deformation and petrography in the Main Central Thrust zone. *Colloques internationaux du C.N.R.S. No. 268, Écologie et Gèologie de l'Himalaya*, Paris, 301-318.

POWELL, C., MCA, CONAGHAN, P.J., (1973). Plate tectonics and the Himalayas. *Earth Planet Sci Lett.* 20, 1-12.

RICHARDS, A., ARGLES, T., HARRIS, N., PARRISH, R., AHMAD, T., DARBYSHIRE, F. & DRAGANITS, E. (2005). Himalayan architecture constrained by isotopic tracers from clastic sediments. *Earth Planet Sci. Lett.* 236, 773-796.

SEARLE, M.P., ELLIOTT, J.R., PHILLIPS, R.J. & CHUNG, S.L., (2010). Crustal-lithospheric structure and continental extrusion of Tibet. *Journal of the Geological Soc. London* 168, 633-672.

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.

SHRESTHA, S.B., WAKE, C.P., DIBBA, J.E., MAYEWSKIA P.A., (2000). Precipitation fluctuations in the nepal himalaya and its vicinity and relationship with some large scale climatological parameter. international journal of climatology, 20, 317–327.

TARTAGLIA, G., CAROSI, R., IACCARINO, S., (2017) (INEDITO). La Higher Himalayan Discontinuity nelle valli del Marshandi e Biri Gandaki (M. Manaslu, Nepal centrale): analisi strutturale e datazione geocronologica, tesi magistrale Università degli studi di Torino.

TODESCHINI R., (2003) Introduzione alla chemiometria, Esides 1°ed. Napoli.

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.D., VAN DER WERFF, H.M.A., VAN RUITENBEEK, F.J.A., HECKER, C.A., BAKKER, W.H., NOOMEN, M., VAN DER MEIJDE, M., CARRANZA, E.J.M., DE SMETH, J.B., WOLDAI, T., (2012). Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: a review. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 14(I), 112-128.

VANNAY, J.C., GRASEMANN, B., (2001). Himalayan inverted metamorphism and synconvergence extension as a consequence of a general shear extrusion. Geological Magazine 138, 253–276.

VIDAL, P., COCHERIE, A. & LE FORT, P. (1982). Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). Geochimica et Cosmochimica Acta 46, 2279–2292.

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.

ZHU, B., KIDD, W.S.F., ROWLEY, D.B., CURRIE, B.S., SHAFIQUE, N., (2005). Age of initiation of the India-Asia Collision in the East-Central Himalaya. J. Geol. 113, 265-285.

Desidero ringraziare il mio relatore Dario Visonà per la grande disponibilità dimostrata e per la meravigliosa esperienza che mi ha permesso di realizzare e che mai dimenticherò. Ringrazio il mio correlatore Masssironi Matteo che mi ha avvicinato ad un campo molto interessante ed innovativo delle scienze geologiche. Ringrazio poi i miei “compagni di avventura Himalayana” Chiara Montomoli, Giulia Tartaglia, Rodolfo Carosi, Salvatore Iaccarino per la grande disponibilità dimostratami. Ringrazio gli amici ed Elena per il supporto e l’aiuto datomi in questi anni. Ed infine ringrazio i miei genitori per aver creduto in me e avermi permesso di studiare ciò che mi piace.

